

Universidad Nacional de Córdoba
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas



Estudios de la criodinámica del glaciar de escombros
“Morenas Coloradas” en el período 2013 – 2016,
Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina.

Lic. Estefanía Laura Bottegal

Director: Dr. Dario Trombotto rer.nat.

2017

*“Cada pensamiento que produces, cualquier cosa que dices,
cualquier acción que haces, lleva tu firma”.*

Thich Nhat Hanh

Agradecimientos.	III
Resumen.	IV
Abstract.	VI
Capítulo 1: Introducción general.	1
Capítulo 2: Área de estudio.	10
2.1. Ubicación.	11
2.2. Aspectos geológicos.	12
2.3. Aspectos biológicos.	16
2.4. Aspectos climáticos.	20
Capítulo 3: Geocriología.	23
3.1. Introducción.	24
3.2. Antecedentes.	24
3.3. Permafrost andino.	28
3.4. Formas y procesos criogénicos.	29
Capítulo 4: Criodinámica.	46
4.1. Introducción.	47
4.2. Antecedentes.	50
4.3. Materiales y métodos.	51
4.4. Resultados.	58
4.5. Discusiones.	69
4.6. Conclusiones.	71

Capítulo 5: Temperatura del suelo.	73
5.1. Introducción.	74
5.2. Antecedentes.	76
5.3. Materiales y métodos.	80
5.4. Resultados.	83
5.4.1. Balcón I.	84
5.4.2. Balcón I Superior.	90
5.4.3. Balcón II.	95
5.5. Discusiones.	99
5.6. Conclusiones.	101
Capítulo 6: Estructura interna.	102
6.1. Introducción.	103
6.2. Antecedentes.	107
6.3. Materiales y métodos.	108
6.4. Resultados.	111
6.5. Discusiones.	114
6.6. Conclusiones.	115
Capítulo 7: Conclusiones generales.	116
Referencias Bibliográficas.	120
Anexos.	136
Anexo I.	136
Anexo II.	143
Anexo III.	150
Glosario de geocriología.	151

Agradecimientos

Primeramente agradezco a Darío Trombotto por brindarme la posibilidad de realizar esta tesis doctoral bajo su dirección, además de su apoyo incondicional a lo largo de estos 5 años.

En segundo lugar quisiera agradecer al Doctorado en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba por concederme la posibilidad de desarrollar el doctorado aquí. También un especial agradecimiento al Dr. Guillermo Albanesi, director de la carrera de Doctorado en Ciencias Geológicas, por su constante preocupación. Agradezco a Martín Argota, Guillermo Ribeiro, Mariana Correa, Nerina Pisani y Evelyn Muñoz que han estado en el transcurso de estos años para ayudarme en cuanto a temas académicos y administrativos.

Quiero agradecer a las siguientes personas que colaboraron para que pudiera llevar a cabo esta tesis (en orden alfabético): Agustín Zarco, Carla Tapia, Esteban Lannutti, Gabriela Lenzano, Gustavo Costa, Ivanna Pecker, Juan Martín Sitja y Balbastro, Juan Pablo Scarpa, Juan Rivera, Laura Zalazar, Lautaro Penalva, Luis Lenzano, Marcelo Durand, Nadia Vicenzi, Nicolás Cosentino, Noelia Sileo, Pepe Hernandez, Ricardo Villalba, Sabina D'ambrosio, Santiago Hernandez del Pino, Sebastián Crespo, Sonia Quenardelle, Xavier Bodin.

Un particular agradecimiento a las instituciones que se mencionan a continuación: CONICET por otorgarme la beca y una oportunidad de tener un doctorado financiado; Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA) por brindarme un lugar de trabajo; Instituto Geográfico Nacional (IGN), ING (Inventarios Nacional de Glaciares) y Unidad de Geomática (IANIGLA) por apoyo con material de trabajo; Universidad Nacional de Cuyo por apoyo con el refugio de montaña.

A mi familia y amigas/os que me acompañaron en todo momento.

El objetivo principal de esta tesis es realizar un estudio detallado de la criodinámica y la relación con la variabilidad climática del glaciar de escombros Morenas Coloradas ubicado en Cordillera Frontal a aproximadamente los 33° de latitud sur, Mendoza, Argentina.

Se efectuaron mediciones de criodinámica sobre bloques tomados como punto de control. La metodología principal ha sido el empleo de equipamiento *GPS (Global Positioning System)* diferencial. Se optó por un método de larga duración, en el cual el instrumento permaneció en cada sitio de control por el lapso de 48 horas en cada una de las 5 campañas, entre los años 2013 y 2016.

Se identificaron lóbulos activos, en transición (de activos a inactivos) e inactivos en función de las velocidades obtenidas a través del monitoreo con los equipos *GPS*. El rango de velocidades alcanzadas varía entre unos pocos centímetro por año hasta los 3 metros anuales aproximadamente, siendo las zonas con mayor desplazamiento las ubicadas al frente del litoglaciario, sitios que se encuentran en transición hacia un estado inactivo.

Se determinaron nuevas profundidades de tope de *permafrost* por medio de rectas de regresión generadas a partir de los datos de temperatura del subsuelo obtenidos mediante termistores y *data loggers*. Los resultados arrojados evidencian profundización del tope de *permafrost* en las tres zonas de monitoreo: Balcón I (3540 msnm), Balcón I Superior (3590 msnm) y Balcón II (3770 msnm), produciéndose los mayores cambios en los sectores de menor altitud. Las profundidades aproximadas obtenidas para Balcón I, Balcón I Superior y Balcón II fueron 8 m, 6 m y 3.5 m respectivamente.

A partir del empleo de *GPR (Ground Penetrating Radar)*, se infirió la estructura interna del glaciar de escombros Morenas Coloradas. Se midieron espesores de capa activa y de *permafrost* a los 3680 msnm, entre Balcón I Superior y Balcón II. El espesor de la capa activa tiene aproximadamente 5 m a esta altitud, mientras que para el *permafrost* los radargramas revelaron un espesor de 40 m aproximadamente.

Se grabó el sonido del agua que fluye en el interior del litoglaciador mediante un micrófono. A partir de un programa desarrollado con el *software Matlab*, se calculó la potencia de la señal registrada a través del tiempo relacionándola con la intensidad del caudal.

Todas las metodologías empleadas proporcionaron resultados beneficiosos para el desarrollo de esta tesis doctoral. El estudio del glaciador de escombros Morenas Coloradas otorgó un mejor entendimiento de la criodinámica del litoglaciador y su relación con la variabilidad climática, como así también la arquitectura interna del mismo.

Palabras clave: Criodinámica; Glaciador de escombros; Morenas Coloradas; Permafrost.

Abstract

The main objective of this thesis is to perform a detailed study of the cryodynamics and its relation to climatic variability of the Morenas Coloradas rock glacier located in the Cordillera Frontal at approximately 33 ° South latitude, Mendoza, Argentina.

Cryodynamics measurements were made on the surface. Blocks were taken as control points. The main methodology used was differential GPS (Global Positioning System). We opted for a long duration method, in which the instrument remained in each control point for 48 hours for each of the 5 campaigns between 2013 and 2016.

Active and inactive lobes as well as lobes in transition to inactivity were identified based on the velocities obtained through GPS monitoring. Velocities ranged from a few centimeters per year to approximately 3 meters per year, with the areas with the highest displacements located in front of the rock glacier, in transition to an inactive state.

New permafrost table depths were determined by means of regression lines generated from the subsurface temperature data, which was obtained by thermistors and data loggers. The results showed a deepening of the permafrost table in the three monitoring zones: Balcón I (3540 m), Balcón I Superior (3590 m) and Balcón II (3770 m), with the greatest changes occurring in the lower altitude sectors. The approximate depths obtained for Balcón I, Balcón I Superior and Balcón II were 8 m, 6 m and 3.5 m respectively.

From the use of GPR (Ground Penetrating Radar), the internal structure of the Morenas Coloradas rock glacier was inferred. The thickness of the active layer and of permafrost were measured at 3680 meters above sea level, between Balcón I Superior and Balcón II. The thickness of the active layer is about 5 m at this altitude, while radargrams revealed a thickness of about 40 m for the permafrost.

The sound of the water flowing in the interior of the rock glacier was recorded using a microphone. A *Matlab* implementation was developed to calculate the power of the signal recorded over time, based on the intensity of the flow.

All the methodologies used provided beneficial results for the development of this doctoral thesis. This study allowed for a better understanding of the cryodynamics of the Morenas Coloradas rock glacier and its relation to climatic variability, as well as its internal architecture.

Keywords: Cryodynamics; Morenas Coloradas; Permafrost; Rock glacier.

Capítulo 1: Introducción general

En el capítulo I, se mencionan los objetivos principales de esta tesis doctoral. También se desarrolla una descripción generalizada del ambiente periglacial, en donde se especifican conceptos básicos de este ambiente y, en particular, de los glaciares de escombros. Además se pone en manifiesto el interés de ratificar el vínculo intrínseco entre la criodinámica de los glaciares de escombros y la variabilidad climática.

Introducción general

La tesis doctoral tiene como objetivo general realizar un aporte sobre la criodinámica de los glaciares de escombros (litoglacial, glaciar rocoso), en especial a través de un seguimiento y monitoreo del glaciar de escombros Morenas Coloradas de los Andes Centrales, a fin de poder determinar y conocer la relación de dichos movimientos con las variaciones climáticas, en particular con el escenario del calentamiento global. También es de gran importancia el aporte que se realiza al inventario nacional de glaciares y ambiente periglacial, cuya ley 26.639 de Presupuestos Mínimos para la Preservación de los Glaciares y del Ambiente Periglacial, fue sancionada en septiembre el año 2010.

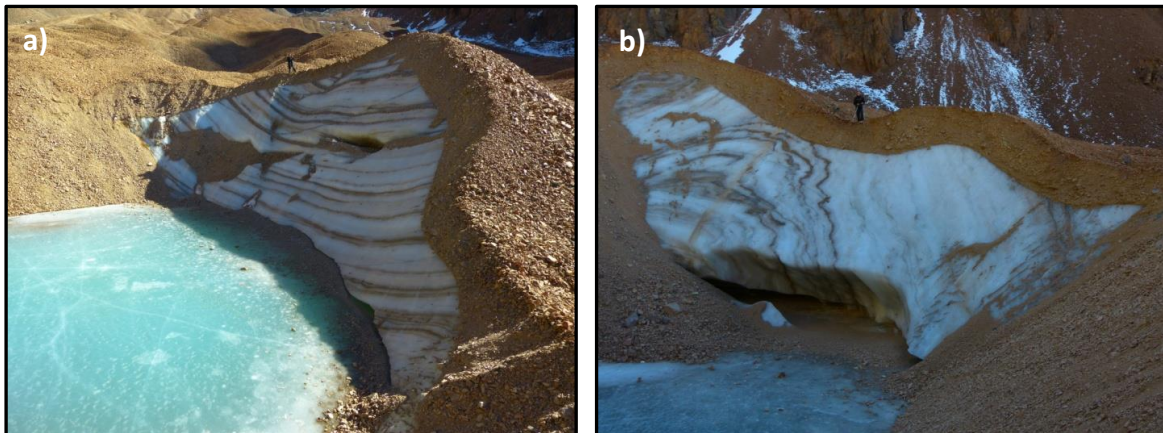
El objetivo específico de esta tesis es la de estudiar diferencias en detalle sobre la criodinámica entre los lóbulos que componen el glaciar de escombros Morenas Coloradas (*figura 1.1*) para luego elaborar una hipótesis en relación a la variabilidad climática en la zona. Para llevar a cabo esta relación se han analizado diferentes factores: latitud, altura, exposición, litología, microclimas, etc. que encuentran vinculación con las crioformas del área de estudio.



Figura 1.1: Vista completa del glaciar de escombros Morenas Coloradas.

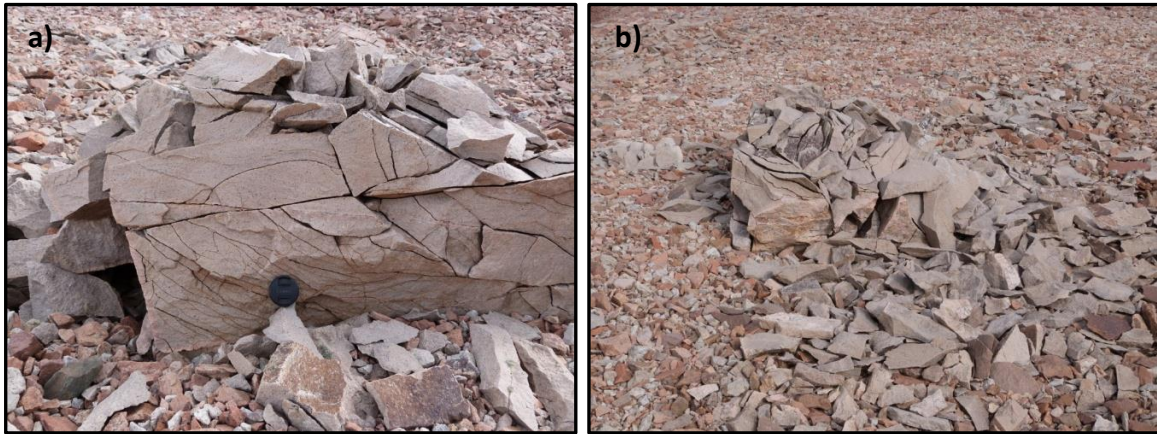
El ambiente natural en donde se llevó a cabo este estudio es el ambiente periglacial andino. Este ambiente es frío y criogénico, puede estar vinculado con glaciares, pero en sí mismo representa un ambiente en donde domina el permafrost. El límite físico con el ambiente glaciario puede ser difuso, pero el límite con el ambiente no periglacial está claramente marcado por los siguientes indicadores importantes de acuerdo a Trombotto, Wainstein y Arenson. (Glossary, 2014):

- Ocurrencia de permafrost en profundidad, o suelo congelado permanente, y posible presencia de hielo subterráneo entrampado (*figuras 1.2 a y b*) y preservado bajo condiciones naturales por largo tiempo, constituyendo así el elemento decisivo del ambiente criogénico;



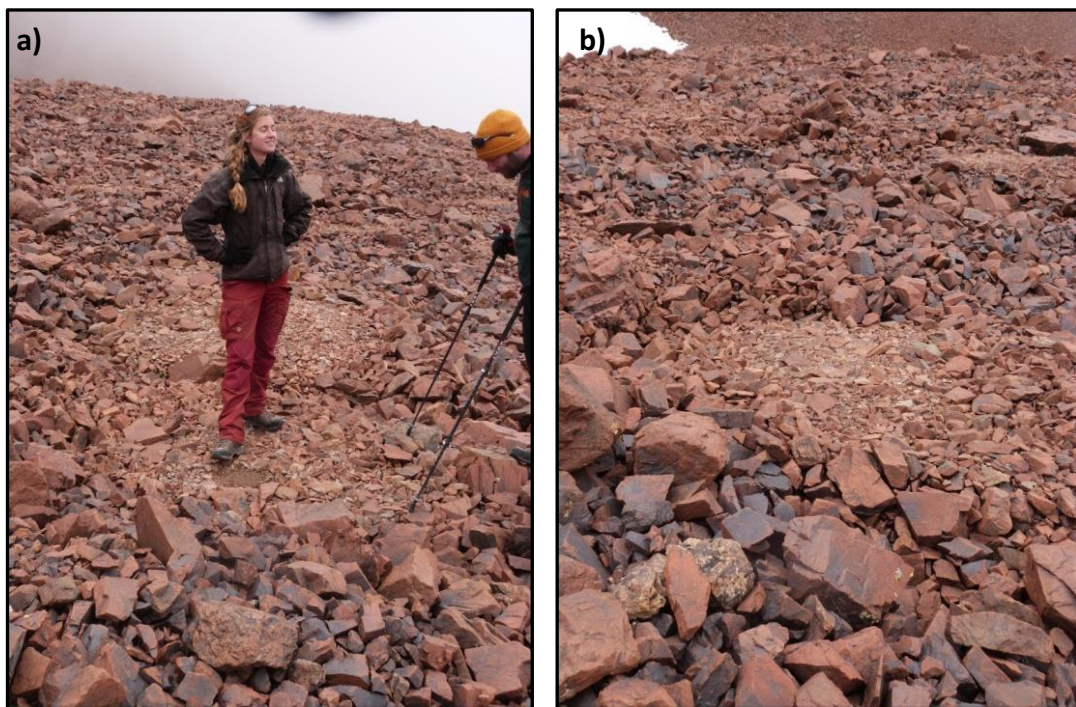
Figuras 1.2 a y b: Hielo entrampado.

- Dominio de procesos de ciclos de congelamiento y descongelamiento (*figuras 3 a y b*) que afectan a las rocas y a la parte superior del suelo; y



Figuras 1.3 a y b: Criometeorización (fracturación de la roca por ciclos de congelamiento y descongelamiento).

- Presencia de solifluxión/gelifluxión y otros procesos criogénicos (crioclastía, selección, crioturbación, etc.) que conducen a la denominada “geomorfología periglacial”, como por ejemplo, es la formación de “suelos estructurados” (*figuras 1.4 a y b*) en pequeña escala o a los “glaciares de escombros” en una mesoescala (Trombotto, 1999; 2000; 2009).



Figuras 1.4 a y b: Suelos estructurados. Floreana Miesen y Jan Blöthe.

Los glaciares de escombros son mesoformas sedimentarias constituidas por rocas y detritos congelados, con hielo intersticial y lenticular, que se mueve lentamente pendiente abajo por deformación plástica y reptación del permafrost (Barsch, 1969, 1977 a y b; Corte, 1976a; Giardino *et al.*, 1987). Estos representan las geoformas más importantes del ambiente periglacial andino y son indicadores de la posible presencia de *permafrost de montaña*, que se debe a temperaturas de congelamiento por un mínimo período de tiempo de dos años continuos en una gruesa capa de suelo o depósitos superficiales. Esta definición se encuentra basada solo en la temperatura del suelo sin importar otras características físicas o químicas del mismo. Los datos de temperatura son sumamente importantes para conocer la evolución del permafrost y poder observar cambios producidos diariamente así como también a nivel estacional.

Este ambiente periglacial, en el cual está involucrado el suelo permanentemente congelado (*permafrost*) (*figura 1.5*), es muy susceptible a las variaciones de temperatura, ya que se encuentran en equilibrio con el medio. La capa sedimentaria que se encuentra por encima del *permafrost*, capa activa (*figura 1.5*), es la que sufre con mayor intensidad los procesos de congelamiento y descongelamiento (IPA, 1998; Trombotto Liaudat *et al.*, 2014)) por encontrarse con mayor exposición a las ondas térmicas diarias y estacionales veraniegas y a las intensas bajas temperaturas de la estación invernal. Generalmente, la capa activa, decrece en espesor con el aumento de la altitud (Trombotto *et al.*, 2008 b).

El glaciar de escombros Morenas Coloradas se encuentra ubicado en el Cordón del Plata. Las primeras zonas de monitoreo de temperatura en la región han sido en La Lagunita del Plata desde 1981 (Trombotto *et al.*, 1984). Posteriormente Trombotto comenzó un monitoreo en Morenas Coloradas en 1989. Este área ha sido analizada utilizando perfiles de temperatura de la capa activa para encontrar si existe una interacción entre el impacto del calentamiento global (variabilidad climática) y la criolitozona a estas latitudes (32°-33°S).

El ambiente criogénico se encuentra relacionado directamente con el clima ya que es altamente sensible a los cambios que en él suceden. Esta estrecha relación no era totalmente conocida en la zona de estudio y se deseaba profundizar. La criodinámica de una geoforma periglacial, en este caso preciso el litoglaciar Morenas Coloradas, expresa los cambios que se desean conocer con esta tesis doctoral.

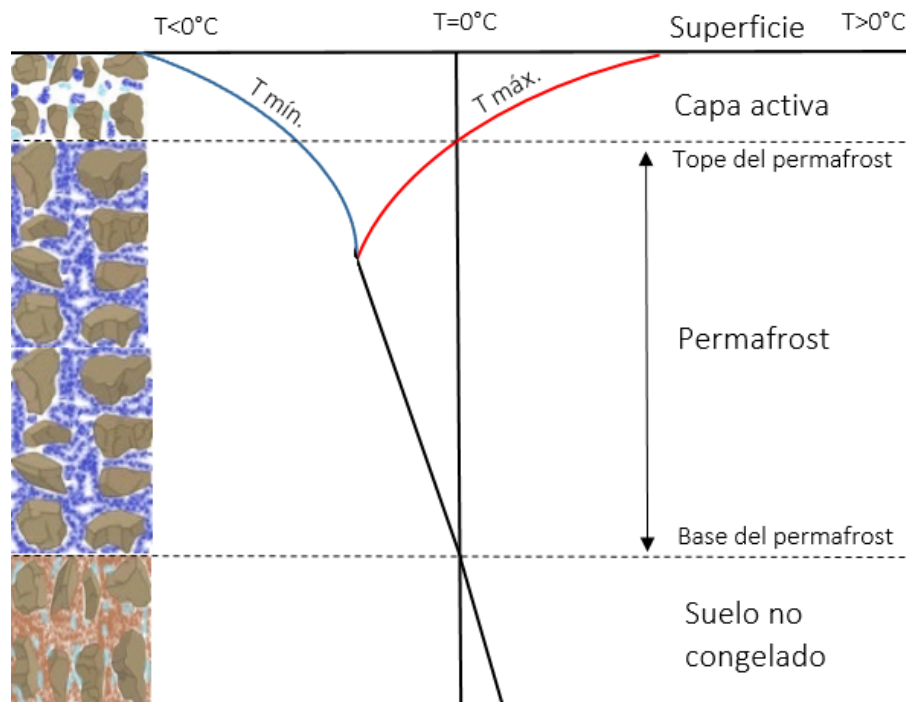


Figura 1.5: Representación de capa activa (material detrítico + aire + agua/hielo), permafrost de montaña (material detrítico + aire + hielo), y suelo no congelado (material detrítico + aire + agua).

La $T_{\text{máx}}$ (línea roja) es la que se alcanza en verano y la $T_{\text{mín}}$ en invierno (línea azul).

(modificado de Trombotto et al., 2014)

Se sabe que en los ambientes criogénicos se encuentra una capa superficial o de materia orgánica (capa activa) (figura 1.5), en donde se producen muchos cambios físicos y químicos, cambios de temperatura por las ondas térmicas diarias y anuales; y *permafrost*, en el subsuelo, con congelamiento permanente. La capa activa está congelada en invierno, no así en verano que se descongela hasta el tope de *permafrost* o suelo congelado permanente. Estos elementos del paisaje criogénico representan sistemas dinámicos. De aquí es que resulta de gran interés el estudio de las crioformas del ambiente periglacial, desarrollado en esta tesis, para determinar si presentan variaciones a lo largo del tiempo y el espacio, y si las mismas se encuentran relacionadas con variaciones en el clima o no.

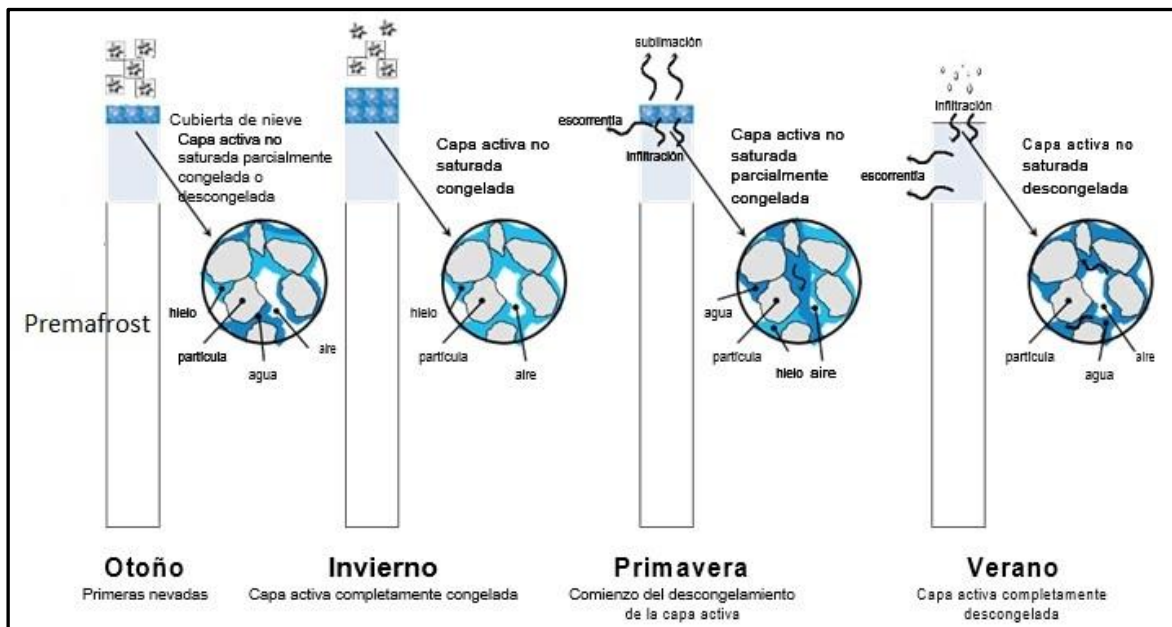


Figura 1.5: Variación estacional de la capa activa (Trombotto et al., 2014).

Según Gold y Lachenbruch (1973), el espesor de la capa activa en una región criogénica puede estimarse mediante la siguiente fórmula:

$$z_a = \sqrt{\frac{\alpha \cdot P_y}{\pi}} \times \ln \frac{A_0}{T_0}$$

donde z_a es el espesor de la capa activa [m], α es la difusividad térmica [m^2s^{-1}], P_y es el periodo del ciclo de temperatura [s], A_0 es la amplitud de la temperatura superficial [$^{\circ}\text{C}$], y T_0 es la TMA (temperatura media anual) [$^{\circ}\text{C}$].

Las variaciones de z_a se encuentran relacionadas con los cambios que ocurren en la estructura interna de la capa activa del litoglaciario. Estas variaciones pueden utilizarse para comprender la variación estacional periódica de la temperatura superficial y la variabilidad interanual en el clima (Trombotto et al., 2009).

Al ser afectados por cambios, oscilaciones o variaciones climáticas, los glaciares de escombros y el hielo que contienen puede sufrir degradación o agradación si las temperaturas medias del aire y suelo son más cálidas o más frías. Es por ello que se desea

saber si reptan (se mueven) los glaciares de escombros y cuanto dentro del marco de dichas variaciones climáticas. Cabe aclarar que los movimientos pendiente abajo no están relacionados con enfriamiento como ocurre generalmente con glaciares blancos por balance positivo, este es un punto de diferenciación entre las dos Ciencias de la Criósfera como son la Geocriología y la Glaciología.

La evaluación de cambios en el tope del permafrost y espesor de capa activa es de suma importancia, debido a que marca una variación en la temperatura del suelo y el agua, ya que en el control de temperatura del suelo que existe tanto en Balcón I como en Balcón II, que son “sitios” (estaciones) de monitoreo reconocidos por la Organización Meteorológica Mundial, llevado a cabo por el Dr. Trombotto en los últimos años, se observan oscilaciones de dichas temperaturas (*figura 1.6 y 1.7*). Esta evaluación se coteja con la dinámica de ciertos lóbudos del glaciar de escombros que se encuentran activos.

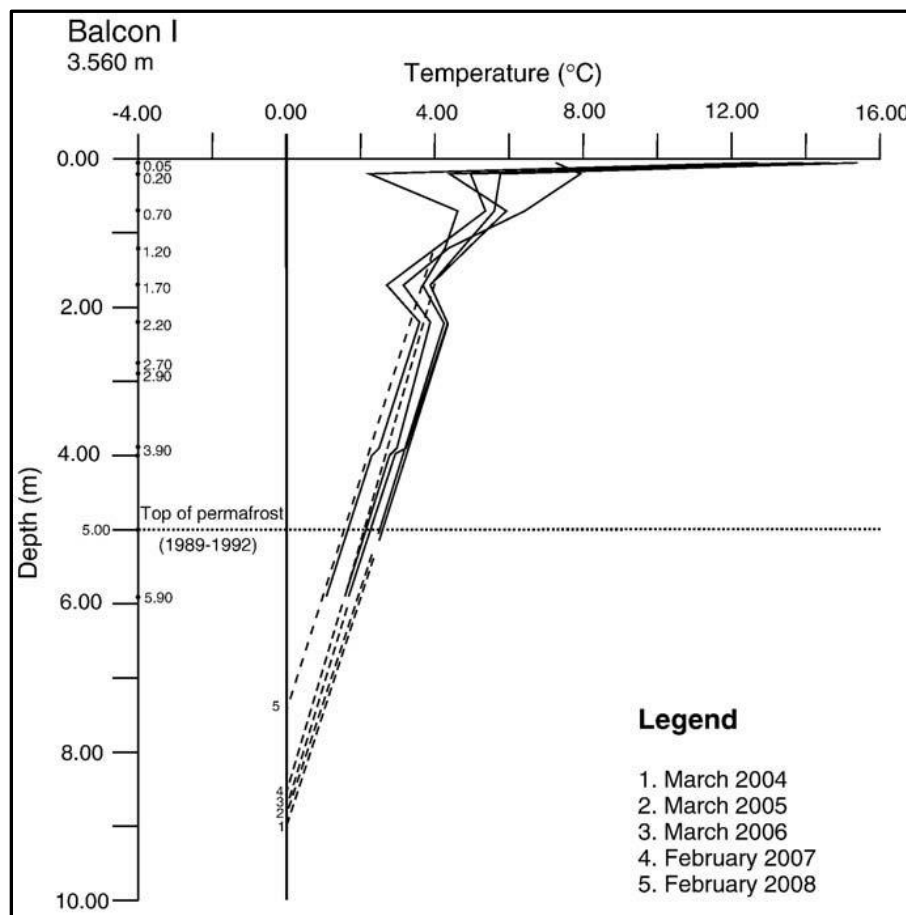


Figura 1.6: Variación de temperatura del suelo en donde se evidencia el tope de permafrost (línea de puntos) (Trombotto et al., 2009).

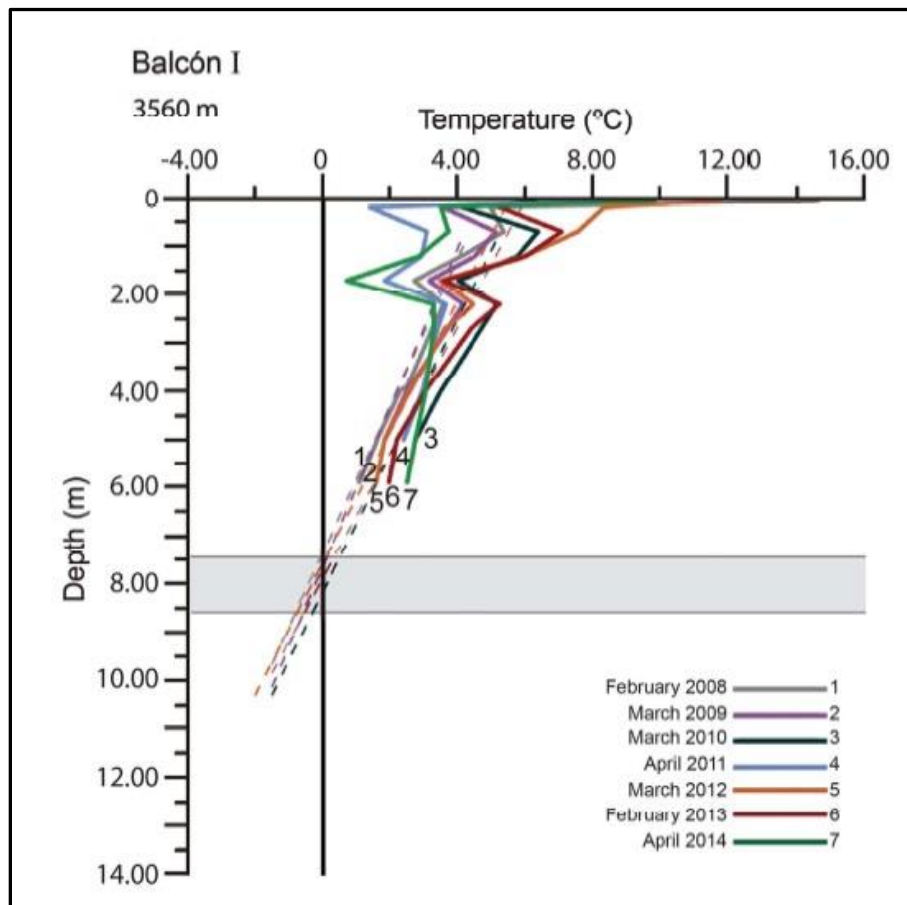


Figura 1.7: Variación de temperatura del suelo en donde se evidencia el tope de permafrost (línea de puntos) (Trombotto y Bottegal, 2017).

También se han podido encontrar buenas correlaciones e interpretaciones entre las curvas de temperatura en el permafrost y los registros de temperatura del aire, observando una afección en el espesor de la capa activa y del *permafrost* de montaña regido por cambios climáticos importantes, como respuesta a rápidos calentamientos y una fuerte reducción del recurso hídrico por el decrecimiento del espesor del *permafrost*, con contenido en hielo, que representa reservorios de agua, sobre todo para la provincia de Mendoza en donde, debido a su clima semi-desértico, se buscan constantemente nuevas fuentes de este recurso.

Capítulo 2: Área de estudio

Este capítulo (II) presenta una continuidad al capítulo introductorio. Aquí se desarrollan la ubicación de la zona de estudio, los aspectos geológicos generales de la región (historia geológica, tectónica, estructura, litología) como también los específicos del glaciar de escombros Morenas Coloradas como lo son la litología y la geomorfología. Además se mencionan aspectos biológicos, incluyendo el nombramiento de “Área protegida” a la zona del “Cordón Del Plata”, flora y fauna circundante en el litoglaciar, y, por último, los aspectos climáticos que evidencian una influencia sobre el material rocoso.

2.1. Ubicación

La zona de estudio se encuentra situada en el Cordón del Plata, provincia de Mendoza, a los 33° Lat. sur aproximadamente, en la Cordillera Frontal (*figura 2.1*), también denominada como la zona más austral de los Andes Secos ("Dry Andes", Lliboutry & Corte, 1998), dentro de los cuales se los clasifica como Andes Centrales.

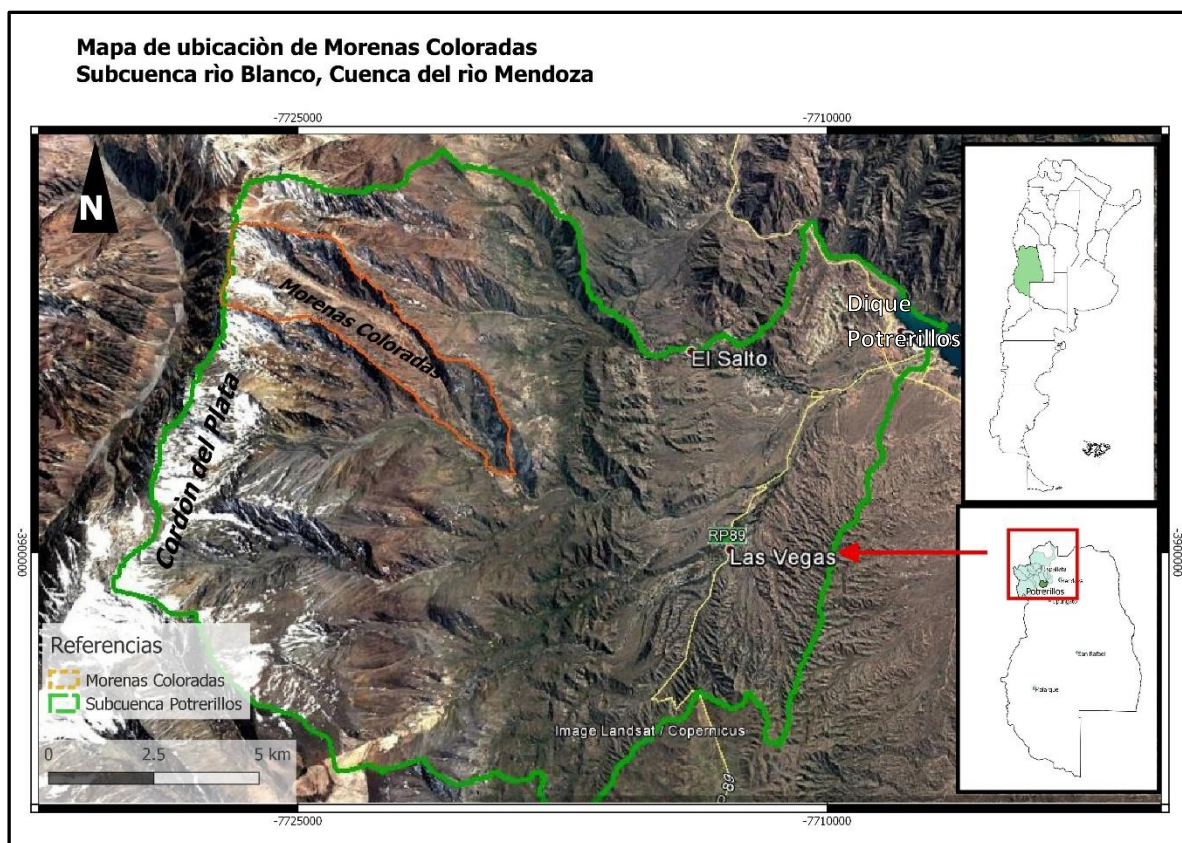


Figura 2.1: Mapa de ubicación de la zona de estudio.

El valle de estudio se encuentra en la cuenca del río Vallecitos de unos 54 km², de los cuales más del 60% es ambiente periglacial con posible presencia de permafrost a partir de los 3600 m de altura aproximadamente (Trombotto *et al.*, 1997).

El principal punto de consideración para la elección del sitio de estudio ha sido la accesibilidad de la zona a estudiar, ya que se ubica a 100 km aproximadamente de la ciudad de Mendoza, y la información proporcionada por los diversos estudios que se han llevado a cabo desde 1989 hasta la fecha. Por otra parte, existen datos de las temperaturas de subsuelo debido al monitoreo cuasi-continuo que el Dr. Trombotto lleva a cabo desde hace muchos años. Dichos datos son de suma utilidad para el análisis de la dinámica del glaciar de escombros.

El considerable tamaño del litoglaciar Morenas Coloradas también ha sido un factor de la elección ya que se encuentra representada muy bien la actividad criogénica de diversas maneras. El interés de la criodinámica de Morenas Coloradas se encuentra entre los 3500msn y los 4000msn, zona en donde se concentra la mayor actividad de lóbulos del glaciar de escombros. Se debe mencionar que dicho litoglaciar posee zonas de monitoreo que son reconocidos por la Organización Meteorológica Mundial, como se mencionó previamente en el capítulo introductorio.

2.2. Aspectos Geológicos

El área de estudio está localizada en el Cordón del Plata que es una cadena montañosa de orientación NNE, de 100 km de largo y 50 km de ancho, que se extiende desde el río Mendoza hasta el río Las Tunas (Giambiagi *et al.*, 2014), perteneciente a la Cordillera Frontal (Wayne, 1984) en los Andes Centrales.

El segmento comprendido entre los 28° y 33° de latitud Sur, llamado área de subducción subhorizontal, es caracterizado por no presentar actividad volcánica cuaternaria pero sí una gran actividad sísmica. El marco estructural responde a las interacciones (zona de subducción) entre las placas de Nazca y Sudamericana (Ramos, 1993) y, particularmente, a la geometría de la placa oceánica subducida (Beranzangi & Isacks, 1976; Anderson *et al.*, 2007). A estas latitudes se encuentran unidades morfoestructurales con orientación norte-sur, de oeste a este son: Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Giambiagi *et al.*, 2014), exhibiendo los picos más elevados en esta región de Los Andes, representados

por el cerro Aconcagua en Cordillera Principal, que alcanza casi los 7000 msnm (Ramos, 1999), siendo este último el más alto del continente americano.

El basamento pre-Andino (Heredia *et al.*, 2012) de la Cordillera Frontal es de edad paleozoica constituido por rocas sedimentarias, metamórficas e ígneas, que fueron fuertemente deformadas (Ramos, 1988) siendo afectado por estructuras Paleozoicas a Cenozoicas desarrolladas en cuatro episodios de deformación. El más antiguo es de edad Carbonífero temprano y es atribuido al Ciclo Orogénico Famatiniano; el segundo episodio ocurrió en el Carbonífero tardío- Pérmico durante el Ciclo Gondwánico; y los últimos dos episodios (uno extensional y otro compresional) acontecieron en el mesozoico-cenozoico durante el Ciclo Andino (Heredia *et al.*, 2012).

El basamento sufrió una intrusión de granitos del paleozoico superior. El grupo Choiyoi (rocas volcánicas permo-triásicas) y sedimentos cenozoicos relacionados al levantamiento de los Andes se encuentran por encima de estas rocas (Massone *et al.*, 2016). Los depósitos terciarios consisten en areniscas y conglomerados, mientras que el cuaternario está representado por depósitos aluviales (Polanski, 1963) y niveles de pedimento (Cortés, 2000).

El valle de Morenas Coloradas tiene una orientación SE (*figura 2.2*) y está constituido por un glaciar de escombros de la variedad lengua. Este litoglaciar, a su vez, se encuentra compuesto por lenguas superpuestas, evidenciando un aporte heterogéneo de material al mismo.



Figura 2.2: Se observa la orientación del valle Morenas Coloradas en dirección SE.

Los criosedimentos están originados a partir de rocas paleozoicas y preferentemente a partir de riolitas de edad paleozoica superior (Caminos, 1979) que afloran en las montañas que rodean al glaciar de escombros.

Se tomaron muestras de las distintas rocas que componen los diferentes lóbulos estudiados del glaciar de escombros Morenas Coloradas y se realizaron cortes petrográficos (*Anexo I*) para identificar las rocas en detalle. Se buscaron evidencias de ambientes fríos, sobre todo en los cuarzos. Sin embargo no se observaron estas evidencias ya que se debe realizar un análisis de “granos de cuarzo” con microscópico electrónico. Dichas muestras se utilizaron para caracterizar los lóbulos de interés y relacionarlos a una posible zona de aporte.

Se pueden agrupar las muestras en tres grandes grupos:

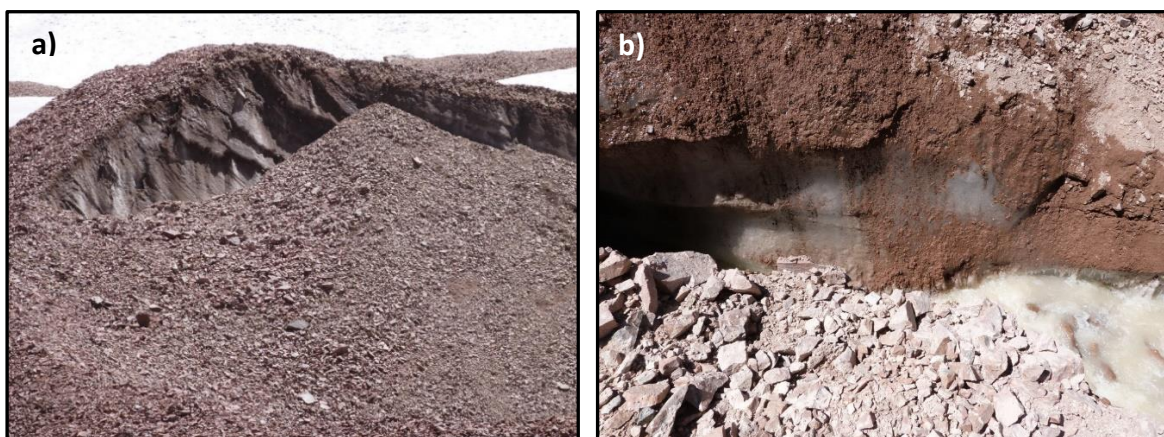
- El primero corresponde a rocas riolíticas rojas, que son la gran mayoría, por eso el color rojizo del glaciar de escombros.
- El segundo grupo corresponde a rocas claras en su mayoría rocas piroclásticas.
- Y el último son rocas amarronadas pertenecientes a rocas de composición andesíticas.

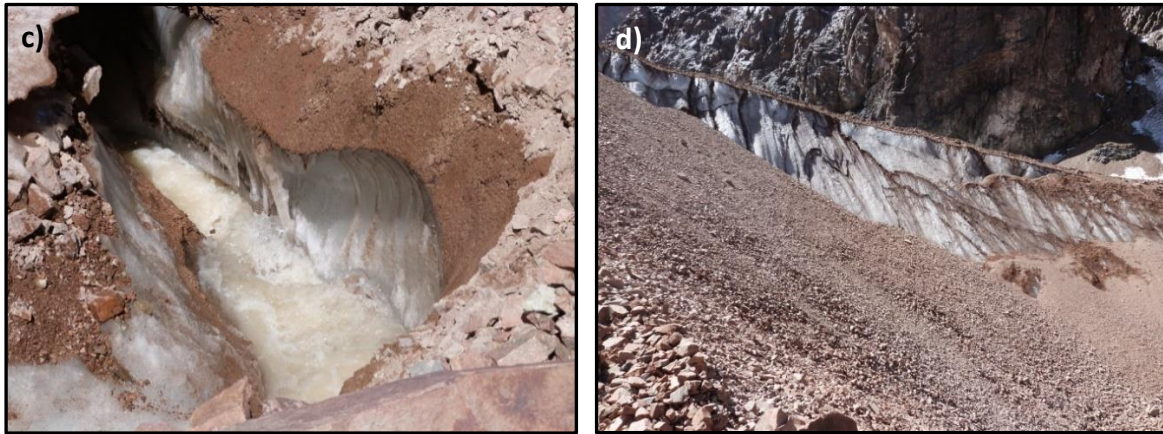
Este glaciar de escombros es de tipo glacigénico, por su material que es de origen glaciar. Aunque, actualmente, se observa que algunos de los lóbulos laterales superpuestos, pequeños en su gran mayoría, tendrían un origen criogénico.

En su cabecera principal (fondo del valle principal) se observa algo de hielo (glaciar descubierto) y parte de glaciar cubierto. Tombotto *et al.* en 1997 manifestaban que la zona glaciar se encontraba fuertemente reducida. Al último año de esta tesis (2016) se pudo observar que dicha zona es casi nula (*figura 2.3*). La mayor parte de hielo visible ha quedado cubierto de till (*figuras 2.4 a, b, c y d*) y correspondería a un glaciar cubierto.



Figura 2.3: Fondo del valle, zona glaciar casi nula. Fotografía tomada por Joachim Götz.





Figuras 2.4 a, b, c y d: Glaciar cubierto hacia el fondo del valle.

Esta fuerte reducción tanto del glaciar como del glaciar cubierto daría origen a una raíz del glaciar de escombros a mayor altitud. En el pasado dicha raíz daba origen al glaciar de escombros compuesto (glacigénico y criogénico) estudiado por Barsch y King (1989) y Trombotto (1991). En el presente la raíz no genera esa diferenciación, sino que evidencia la influencia del clima sobre la geoforma.

Recientemente Moreiras *et al.* (2016) realizaron dataciones de edades cosmogénicas en relictos morénicos y en depósitos de *outwash* asociados a diferentes avances glaciales en la zona del Cordón del Plata. Los resultados muestran que al menos tres avances glaciares cuaternarios (18ka-25ka, 25ka, 40ka) ocurrieron en esta porción de los Andes Centrales (Moreiras *et al.*, 2016). Los datos del primer y segundo avance glaciar obtenidos por Moreiras *et al.* (2016) mediante la técnica de *Terrestrial Cosmogenic Nuclide* (TCN) son coincidentes con los obtenidos por Wayne y Corte (1983) mediante técnicas de datación relativa.

2.3. Aspectos Biológicos

El Cordón del Plata representa una de las fuentes de agua dulce más importantes para el oasis norte de la Provincia de Mendoza, ya que abastece al Dique Potrerillos y la Planta Potabilizadora de Potrerillos que suministra agua a los habitantes del Gran Mendoza. Además, es un hábitat imprescindible para flora y fauna autóctona, posee una rica historia

socio-cultural y constituye un destino turístico importante. Estos atributos, entre otros, hacen que el Cordón del Plata y las zonas aledañas sean una prioridad para la conservación en Mendoza.

El 1 de junio del 2011 quedó sancionada la ley 8308 que declara *Área Natural Protegida "Cordón del Plata"*, y se la denomina con la categoría correspondiente a Parque Provincial a 175.500 hectáreas de la región montañosa de los Departamentos de Lujan de Cuyo y Tupungato.

Esta reserva provincial de montaña tiene el objetivo de proteger el permafrost, los glaciares, la flora y la fauna lugareña, típica de la tundra andina.

Los humedales de montaña, denominados localmente "vegas" (zonas húmedas asociadas a arroyos y estanques, con vegetación hidrofítica densa) dispersos a través de los ambientes andinos secos constituyen confinadas pero importantes fuentes suculentas de alimento y agua para la vida silvestre (Puig *et al.*, 2011)

La aridez del territorio determina las especies de flora (*figuras 2.5 a y b*) y fauna (*figuras 2.6 a y b*; y 2.7) que crecen y se desarrollan aptas para resistir la adversidad del clima y del suelo.

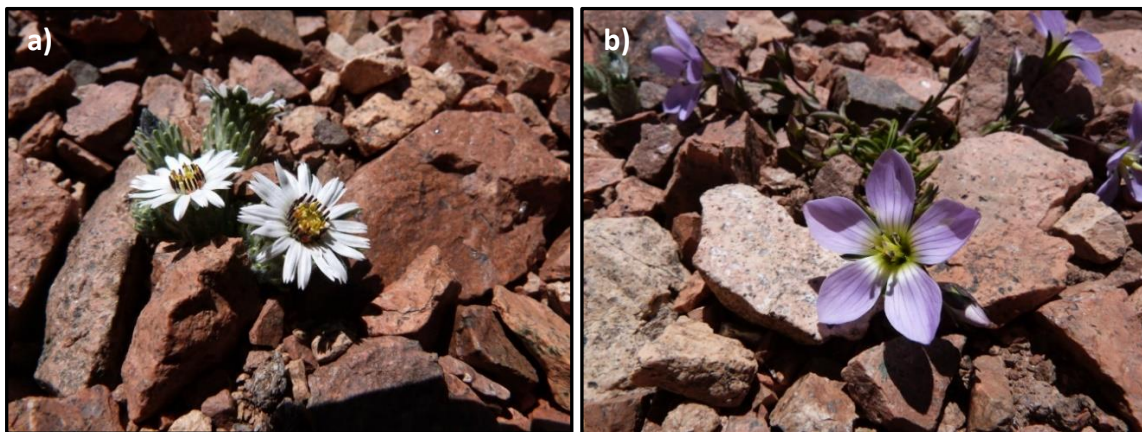


Figura 2.5: a) *Chaetanthera Pulvinata*; b) *Gentianella Magellanica* (comunicación personal, Nadia Vicenzi).

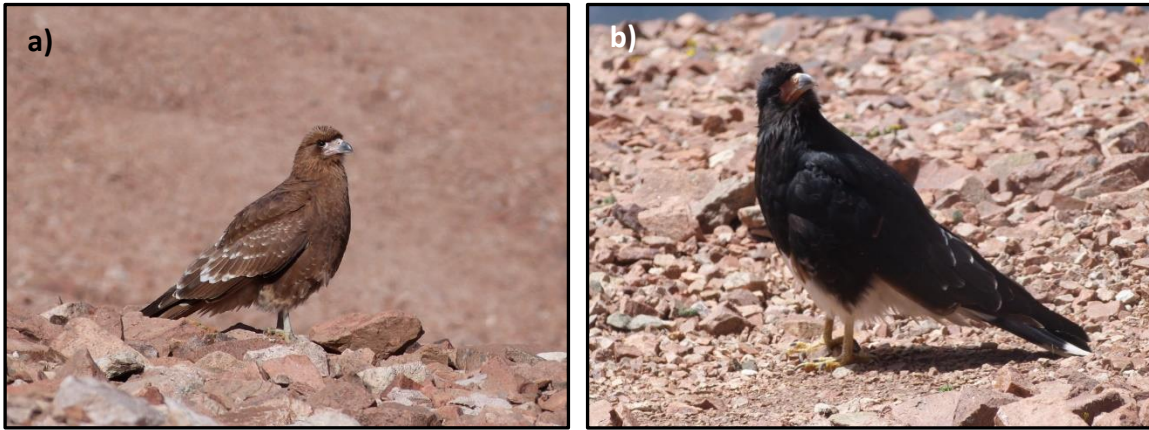


Figura 2.6: Matamico Andino (*Phalcoboenus Megalopterus*); a) juvenil; b) adulto (comunicación personal, Agustín Zarco).

La fauna presenta gran diversidad que habitan las pampas de altura, vegas y quebradas como lo hace el guanaco (figura 2.9) entre otros.



Figura 2.7: Guanaco en la base del glaciar de escombros Morenas Coloradas.

Los Guanacos (*Lama guanicoe*) son los mayores artiodáctilos de América del Sur (Aguilar *et al.*, 2016) y tienen como principal área de distribución el centro-oeste y sur de la Argentina (Baldi *et al.*, 2008). Ocupan zonas semiáridas y áridas en ecosistemas de Sudamérica, que

son hábitats bajo condiciones extremas de alimentación y escasez de agua (Ovejero *et al.*, 2011). Su dieta incluye hierbas, arbustos, líquenes, árboles y cactus (Ovejero *et al.*, 2011).

Los líquenes se encuentran entre las rocas (*figuras 2.8 a y b*) y son organismos que surgen de la simbiosis entre un hongo y un alga o cianobacteria. Así se origina una organización estable que permite a los líquenes prosperar en medios de muy diversa naturaleza, incluso en ambientes donde no podría vivir cada integrante por separado (comentario escrito, Rojas *et al.*, 2012)

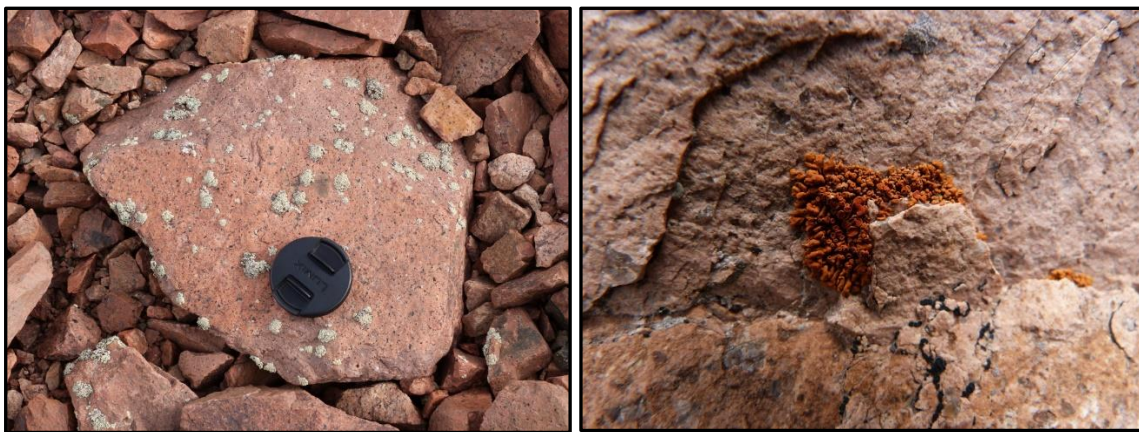


Figura 2.8 a y b: Líquenes en las rocas del glaciar de escombros Morenas Coloradas.

Desde el punto de vista ecológico y biogeográfico, la simbiosis del liquen es extremadamente exitosa, ya que los líquenes se encuentran en casi todos los hábitats terrestres de las regiones tropicales a las polares como en las altas cordilleras alpinas que son ejemplos de ambientes extremos ocupados por líquenes (Lutsak *et al.*, 2016).

La naturaleza poiquilohídrica de los líquenes y su capacidad para soportar condiciones desfavorables facilitan su papel pionero en las regiones polares y altas alpinas, donde la competencia de las plantas vasculares es baja. La solifluxión y el levantamiento por congelamiento (propiamente del ambiente periglacial), por ejemplo, impiden el crecimiento de las plantas vasculares creando espacio para los líquenes que crecen ligeramente adheridos al suelo (Lutsak *et al.*, 2016).

El área natural posee un vasto patrimonio arqueológico y paleontológico. Además conserva recursos hídricos estratégicos, en donde frecuentemente son las vegas o mallines los asociados a los cursos de agua.

2.4. Aspectos Climáticos

El clima es el conjunto de las condiciones atmosféricas promedio que caracterizan una región. En la región andina existen diferentes zonas climáticas que van desde tropicales, templadas y frías. Esto depende de la latitud, de la altura sobre el nivel del mar y de la distancia a la costa.

La interacción entre el suelo, la vegetación y la atmósfera juega un papel importante en el sistema climático. La humedad y la condición hídrica del suelo se determinan por la temperatura y la precipitación a nivel local. La precipitación recarga directamente la humedad del suelo y el ciclo se completa a través de la evapotranspiración, que produce una pérdida en el contenido de agua (Penalva *et al.*, 2014).

Las temperaturas han aumentado en todo el mundo, pero hay muchos estudios de registros de estaciones de diferentes regiones que indican que la magnitud de los cambios de temperatura ha sido mayor en las elevaciones más altas (Díaz *et al.*, 2014).

Las áreas montañosas desempeñan un papel crucial en el suministro de recursos de agua dulce a muchas regiones (Díaz *et al.*, 2014), sobre todo en los Andes Centrales en donde la precipitación es relativamente baja.

En las regiones de alta elevación el cambio de temperatura depende fuertemente de la altitud, la latitud y la longitud (Beniston & Rebetez, 1996).

En latitudes cercanas a los 33°S, el máximo de precipitaciones se observa en el espacio de barlovento, en el lado chileno de la cordillera, mientras que hacia el este del gran cordón montañoso, los montos de precipitación decaen rápidamente, generando un gran gradiente a través del cruce del macizo montañoso (Viale & Nuñez, 2011).

El territorio argentino, a estas latitudes, se caracteriza por presentar dos cordones montañosos principales (Cordillera Principal hacia el Oeste y Cordillera Frontal más hacia el

este) con orientación N-S separados por una depresión intermontana (Corte & Espizua, 1981). El régimen de precipitaciones en estos cordones montañosos tiene una marcada estacionalidad. La Cordillera Principal, el cordón situado hacia el oeste, forma el límite con Chile en estas latitudes y, por lo tanto, tiene influencia de Océano Pacífico. Esto significa que la mayoría de las precipitaciones ocurren durante el invierno, mientras que los veranos son secos y soleados (Corripio *et al.*, 2007). La cordillera Frontal, situada hacia el este de la cordillera Principal, recibe tanto precipitaciones invernales provenientes desde el oeste, de origen pacífico, como del este en verano con precipitaciones que provienen de masas de humedad cargadas en el océano Atlántico (Corte, 1976b; Buk, 1983; Trombotto, 1988; Hoke *et al.*, 2013).

El clima en el centro oeste de la Argentina se lo clasifica como semi-árido (Compagnucci *et al.*, 2002). La provincia de Mendoza con una precipitación media anual (lluvia y nieve) de aproximadamente 240 mm (Massone *et al.*, 2016) corresponde a este tipo de clima. Los meses en donde se concentra la mayor precipitación nival son desde mayo a octubre en los sectores de alta montaña, mientras que durante los meses de verano las lluvias son breves e intensas en toda la región.

La temperatura media anual del aire medida en la estación meteorológica Vallecitos (en forma discontinua), ubicada a 2505 msnm fue de 6,1°C (1979-2007), entretanto la precipitación media anual en la estación fue de 359 mm durante el período 1979/83 (Sileo *et al.*, 2015).

En la región central de la Cordillera de los Andes se originan, principalmente a partir del derretimiento de la nieve y de glaciares en las montañas cercanas, cursos de aguas permanentes y semi-permanentes que han posibilitado el desarrollo de importantes oasis agrícolas. Mendoza es una de las provincias con la mayor área irrigada. La red del sistema de riego es de unos 8100 km aproximadamente que toma el agua de los ríos con fuente en los Andes y en acuíferos aluviales (Massone *et al.*, 2016). En esta región, la mayor parte de la población y las actividades económicas se ubican en la pequeña fracción irrigada del territorio donde las variaciones en los recursos hídricos disponibles determinan en gran medida la vulnerabilidad socio-económica de la región (Rivera *et al.*, 2015).

Las precipitaciones, las diferencias de temperatura y los vientos desempeñan un doble papel condicionando y desencadenando los procesos que se generan en la superficie.

Las rocas están expuestas a la acción del viento, el agua y la variación de temperatura lo cual produce su desgaste (erosión) y desintegración (meteorización).

El agua de lluvia o de deshielo, que penetra por las grietas de las rocas, al congelarse aumenta su volumen provocando el quebrantamiento (rotura) del material rocoso, denominado criometeorización, que es la desintegración mecánica del suelo o roca como resultado de la acción del congelamiento y descongelamiento (Trombotto *et al.*, 2014). Los fragmentos de rocas se acumulan sobre las laderas o al pie de las mismas y luego pueden movilizarse simplemente por acción de la gravedad o disparados por precipitación o por terremotos. Además, las lluvias pueden saturar el material y transformar una acumulación de pequeños fragmentos de roca en un flujo de barro (lodo) o flujo de detritos de acuerdo con el tamaño de los fragmentos.

En los climas semi-desérticos, la gran diferencia de temperatura entre el día y la noche (amplitud térmica) ocasiona la ruptura de las rocas en pequeños fragmentos, debido a los procesos de contracción y dilatación. Los materiales así desintegrados sobre las laderas son propensos a moverse por reptación.

Capítulo 3: Geocriología

En el capítulo III se plantea un marco teórico de la Geocriología y una descripción geomorfológica de la zona de estudio. Se presentan antecedentes regionales de los Andes Centrales y puntuales del glaciar de escombros Morenas Coloradas. Se continúa con una explicación del Permafrost Andino, para culminar con una descripción de las formas y procesos criogénicos, como así también, la génesis del litoglaciar.

3.1. Introducción

La geomorfología de los ambientes fríos está determinada principalmente por la acción del ciclo de congelamiento y descongelamiento que modifica y afecta el suelo o las rocas y por el congelamiento del agua que estos materiales contienen (Trombotto y Ahumada, 2005).

La ciencia que estudia el proceso mencionado anteriormente es la *Geocriología*, proveniente de la fusión de tres raíces griegas, “geo”, de *geo* que significa tierra, “crío”, *Kryos*: frío y “logía”, *log*: tratado. Es la ciencia que estudia el ambiente y la ecología de las regiones frías los procesos naturales, geológicos y físico- químicos que se relacionan con los ciclos de *Congelamiento* y *Descongelamiento*, con el *Permafrost* y la relación de éstos fenómenos con las actividades humanas (Trombotto *et al.*, 2014).

Los glaciares de escombros son las geoformas más características de los ambientes periglaciales de alta montaña. Son buenos indicadores del clima actual relacionado con las condiciones térmicas en zonas polares y regiones de alta montaña (Serrano *et al.*, 2010), como así también indicadores de presencia de *permafrost* si estos no fueran fósiles. También han sido utilizados en reconstrucciones paleoclimáticas y evoluciones del paisaje.

3.2. Antecedentes

Los glaciares de escombros son elementos criogénicos característicos del ambiente del sistema criosférico de los Andes Centrales. Estas mesoformas se suponen se encuentran en equilibrio con el clima de la región y, como contienen *permafrost* y se encuentran correlacionadas con cuencas criogénicas de descarga de los ríos, sus estudios detallados pueden proveer información importante sobre la situación hidrológica actual y sobre futuras perspectivas con respecto al abastecimiento de agua, planeando un uso razonable de las reservas de agua (Trombotto *et al.*, 1999)

La cadena de los Andes de Mendoza y San Juan, Andes Centrales, es una de las regiones con mayor densidad de glaciares de escombros en el mundo. (Trombotto *et al.*, 1999)

Los glaciares de escombros activos de la región de la provincia de Mendoza fueron estudiados con detalle a partir de 1973 con la creación del Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales IANIGLA – CONICET en la ciudad de Mendoza, para investigar las variables relacionadas con el agua, elemento vital para la existencia de los oasis cuyanos, lugares poblados donde se desarrolla la economía básica de la provincia (Corte, 1976b, 1978; Buk, 1983). Un primer inventario relacionados con la cuenca del Río Mendoza lo presentan Corte y Espizúa (1981).

Desde 1980 se han realizado en la región montañosa criogénica mendocina perforaciones para efectuar mediciones de temperatura, sondeos geofísicos y mediciones geodésicas para caracterizar y encontrar el suelo permanentemente congelado (Trombotto *et al.*, 1999, Trombotto y Borzotta, 2009)

Dichos glaciares de escombros han sido considerados como posible riqueza hidrológica natural por Corte (1976b) que advertía, ya por ese entonces, la importancia de los mismos, considerando al sector del Cordón Del Plata como una zona de gran relevancia en estas geoformas. Sin embargo, hoy se piensa que toda la cuenca criogénica, es decir, aquella emplazada en la criolitozona andina (Trombotto y Ahumada, 2005), es muy importante y que los glaciares de escombros son los componentes geomorfológicos principales en ellas, o por los menos las geoformas más destacables (Trombotto, 1999, 2000) porque están enriquecidas en hielo.

En hidrología periglacial de Mendoza se detectó una relación importante entre los caudales de cuencas periglaciales, ocupadas fundamentalmente por glaciares de escombros, y las curvas de temperaturas del aire y del suelo en la capa activa. Esta relación indicó que se puede prever el comportamiento siguiendo la marcha paralela de las diferentes curvas y se puede hacer una proyección futura de los caudales (Trombotto *et al.*, 1999; Buk, 2002).

Con respecto a la estructura interna de los glaciares de escombros, se emplearon diferentes métodos para interpretar dicha estructura (Corte y Trombotto, 1984; Trombotto, 1985). Fournier *et al.* (1986) y Barsch y King (1989) determinaron la existencia de permafrost en

glaciares de escombros del Cordón Del Plata utilizando diferentes métodos geofísicos (geoeléctrica, sísmica y radar), y midieron su espesor en diferentes cuerpos congelados del glaciar de escombros “Morenas Coloradas”.

Una tipología de permafrost andino fue presentada por Trombotto en la “International Conference on Permafrost” de Zurich (2003). El permafrost de los glaciares de escombros fue clasificado en esta sistemática como *permafrost reptante* y se lo diferencia definitivamente de un tipo *in situ* como el “permafrost casi-continuo”(Garleff y Stingl, 1986), que se extiende en la alta montaña andina delimitado e influenciado principalmente por la topografía y la exposición.

Paleoclimáticamente, los glaciares de escombros fósiles fueron descriptos por debajo de la cota de los 3000 m (aproximadamente 33° L.S.), como rastros de la criogenia de la Última Glaciación y basados en su ubicación, meteorización de granitos, perfiles de suelos, líquenes y vegetación (Wayne, 1981). Al mismo tiempo, se puede observar que diferentes autores intentan hacer una diferenciación de las formas criogénicas antiguas en varios pisos altitudinales periglaciales acorde a los cambios climáticos (Wayne, 1981; Barsch y Happoldt, 1985).

Los glaciares de escombros denotan señales de actividad a través de frentes con pendientes > de 35° y por una clásica morfología de “arrugas” en forma de arcos superficiales que indican sus movimientos de flujo (Trombotto *et al.*, 1999) (*figura 3.1*). Actualmente, estas manifestaciones son denominadas como arcos, si son perpendiculares, o crestas si son paralelas al flujo, y surcos a las depresiones que separan unas de otras (Trombotto *et al.*, 2014).

Los fenómenos superficiales de la capa activa de los glaciares de escombros del Cordón del Plata, como selección criogénica vertical y horizontal y crioturbación, fueron considerados dentro de una escala geomórfica menor; es decir, como si fueran factores de un suelo criogénico de montaña. También dentro de este concepto se descubren depósitos silíceos y expresiones de los procesos químicos a microescala (Trombotto, 1985, 1991).

En 1999, el Cordón del Plata fue propuesto como reserva provincial de montaña para proteger *permafrost*, glaciares, flora y fauna de tundra andina (Trombotta, 1999) que ha sido recientemente aprobada, en el año 2011, como un parque provincial.

Un trabajo exhaustivo sobre la zona de monitoreo de Morenas Coloradas ha sido presentado por Trombotta y Borzotta (2009) para analizar la estructura interna de este glaciar de escombros, a través del análisis térmico de capa activa en varios lugares, difusibilidad térmica y geomorfología periglacial.



Figura 3.1: Clásica morfología de “arrugas” en el glaciar de escombros Morenas Coloradas, mostrando su dinamismo.

En el caso del *permafrost*, la zona que se desea investigar, prácticamente no presenta información de otro grupo de trabajo. Sin embargo, en Chile, algunos autores han tomado en cuenta escenarios críticos con *permafrost reptante* afectados por las actividades del hombre, que pondrían en peligro los recursos hídricos (Azócar y Brenning, 2010; Brenning y Azócar, 2010). Hay que mencionar, sin embargo, que este último tema fue debatido por otros autores también, por las variables que fueron encontradas en el propio ambiente periglacial andino poco conocido (Arenson y Jakob, 2010).

Con respecto al permafrost andino de Mendoza, el grupo de trabajo posee información, aunque es variable de acuerdo a los lugares en donde se han efectuado los mayores mapeos, relevamientos geomorfológicos y los monitoreos (Trombotto, 2000; Trombotto *et al.*, 2012). El grupo de Geocriología del IANIGLA es responsable de los datos del *Global Terrestrial Network for Permafrost* (GTN-P) para el *International Permafrost Association* (IPA), y de lugares estratégicos y georeferenciados, sobre *permafrost* andino, para la red del SMOC y el *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC, Colorado).

3.3. Permafrost andino

En los Andes secos de Argentina y Chile, las condiciones de permafrost frecuentemente existen en altitudes elevadas (Arenson *et al.*, 2010), denominado *permafrost* de montaña.

La distribución del *permafrost* andino de montaña y su respuesta al cambio climático (Ruiz y Trombotto, 2012) ha tomado gran relevancia en zonas de ambientes de montaña debido al potencial de hielo subterráneo (suelos ricos en hielo) como almacenamiento de reservorios de agua dulce, sobre todo en regiones en donde este recurso escasea como ocurre en los Andes Secos.

Para los Andes Centrales Secos, el factor más decisivo en la caracterización de fenómenos criogénicos y el permafrost es la precipitación (Trombotto Liaudat, 2008). La identificación de características periglaciales como glaciares de escombros, pendientes de gelifluxión y suelos estructurados advierten, claramente, la presencia de *permafrost* (Arenson *et al.* 2010).

Los glaciares de escombros activos son buenos indicadores para determinar el límite de *permafrost* en una zona (Arenson *et al.*, 2010), como así también determinar permafrost de montaña pasado y actual (Haeberli *et al.*, 2006). Se los considera como la principal expresión geomorfológica del *permafrost* de montaña (Trombotto, 2000; Monnier *et al.*, 2013) y la abundancia de los mismo, por ejemplo en los Andes semi-áridos, los convierte en el reservorio más importante de hielo en algunas cuencas en donde la densidad de los glaciares es baja o nula (Azócar y Brenning, 2010). Cuando dentro de estas geoformas se

encuentran depresiones de *termokarst*, se infiere que se está en presencia de la degradación del *permafrost*, ya que son muy buenos indicadores de este suceso.

El permafrost andino presenta seis tipos diversos: “*creeping permafrost*” o “*permafrost reptante*”, casi continuo, insular, degradado, relíctico y seco. La sucesión de éstos tiene un valor decreciente en cuanto a su potencial hídrico. (Trombotto, 2002)

En 2000 y 2003 Trombotto presenta una tipología de *permafrost* de montaña basada en el mapeo de áreas criogénicas del Cordón Del Plata. De aquí es que clasifica al permafrost de los glaciares de escombros activos como *permafrost reptante (creeping permafrost)*. Este siempre realiza movimientos pendiente abajo, a favor de la gravedad, involucrando deformación plástica del suelo congelado y se adapta a la geología y a la topografía de subsuelo (Trombotto y Borzotta 2009).

El *permafrost reptante* es el que atesora mayor contenido en hielo y por lo tanto la mayor importancia hidrológica.

La actividad de los glaciares de escombros permite la identificación de presencia de *permafrost reptante* en el subsuelo Andino, determinando el límite del mismo. Estos son las geoformas periglaciales con *permafrost reptante* más típicas e importantes de los Andes Centrales (Trombotto, 2003). El hielo de origen glaciario, en los valles de montaña de los Andes secos y valles semejantes, contribuye a la génesis de este tipo de *permafrost* (Trombotto Liaudat, 2014).

3.4. Formas y procesos criogénicos

Los glaciares de escombros son mesoformas criogénicas de alta montaña constituidas por una mezcla de diferentes tipos de hielo y materiales no consolidados que, si son activos, se mueven lentamente pendiente abajo por deformación plástica y reptación del permafrost (Barsch, 1969, 1977b; Corte, 1976a).

El permafrost es definido como suelo o roca que permanece con temperaturas por debajo de 0°C por dos o más años consecutivos (IPA, 1998; Trombotto Liaudat *et al.*, 2014). Para algunos autores los glaciares de escombros son indicadores de permafrost discontinuo, en

donde su aparición es fragmentada y una región presenta áreas sin él como consecuencia de las condiciones topográficas y climáticas dominantes. Sin embargo, en el caso de los Andes, la identificación de este tipo de *permafrost* es difícil y es por ello que se habla de *permafrost de montaña* (también *permafrost andino*), ya que presenta variaciones altitudinales por factores como la exposición, topografía, microclima y valores de radiación (Trombotto *et al.*, 2014), como así también revela su característica de reptante (*permafrost reptante*).

En general, los glaciares de escombros tienen forma de lengua o lóbulo y en algunos casos presentan morfologías complejas. Son particularmente frecuentes y bien desarrollados en regiones montañosas continentales áridas a semi-áridas y son reservorios de agua dulce congelados que contribuyen al régimen hidrológico en las altas montañas del mundo (Corte, 1976a, 1978; Gorbunov, 1978; Burger *et al.*, 1999; Trombotto, 2000; Brenning *et al.*, 2005, entre otros autores); pueden ser activos, inactivos o fósiles en función de su criodinámica.

Su condición de acuífero potencial podría estar demostrada por los arroyos que fluyen desde sus frentes, sin embargo también estos arroyos pueden atravesar la crioforma (Sileo *et al.*, 2016). Son las geoformas con *permafrost* más visibles y representables por mapeo. Dependen del aporte de detritos, nieve y hielo, por este motivo en el mapeo se incluyen las zonas de aporte o zonas de alimentación.

En la zona de estudio se observan gran cantidad de procesos criogénicos. La mesoforma que ocupa todo el valle es el glaciar de escombros Morenas Coloradas (*figura 3.2*), que tiene 2.5 km de longitud aproximadamente y unos 600 m en forma transversal en las zonas más anchas.

La división entre el glaciar de escombros y el glaciar cubierto (*figuras 3.3 a y b*) en el valle Morenas Coloradas es difusa. El glaciar cubierto se encuentra circunscripto a la parte más alta, como así también pequeños vestigios del glaciar descubierto en el fondo del valle (*figura 3.4*). En el capítulo II (Área de estudio), en el apartado aspectos geológicos, se mencionó y se constató a través de fotografías como estos dos tipos de glaciares se limitan a la zona de mayor altitud, que corresponde a la cabecera del valle.



Figura 3.2: Glaciar de escombros Morenas Coloradas.



Figuras 3.3 a y b: Glaciar cubierto.

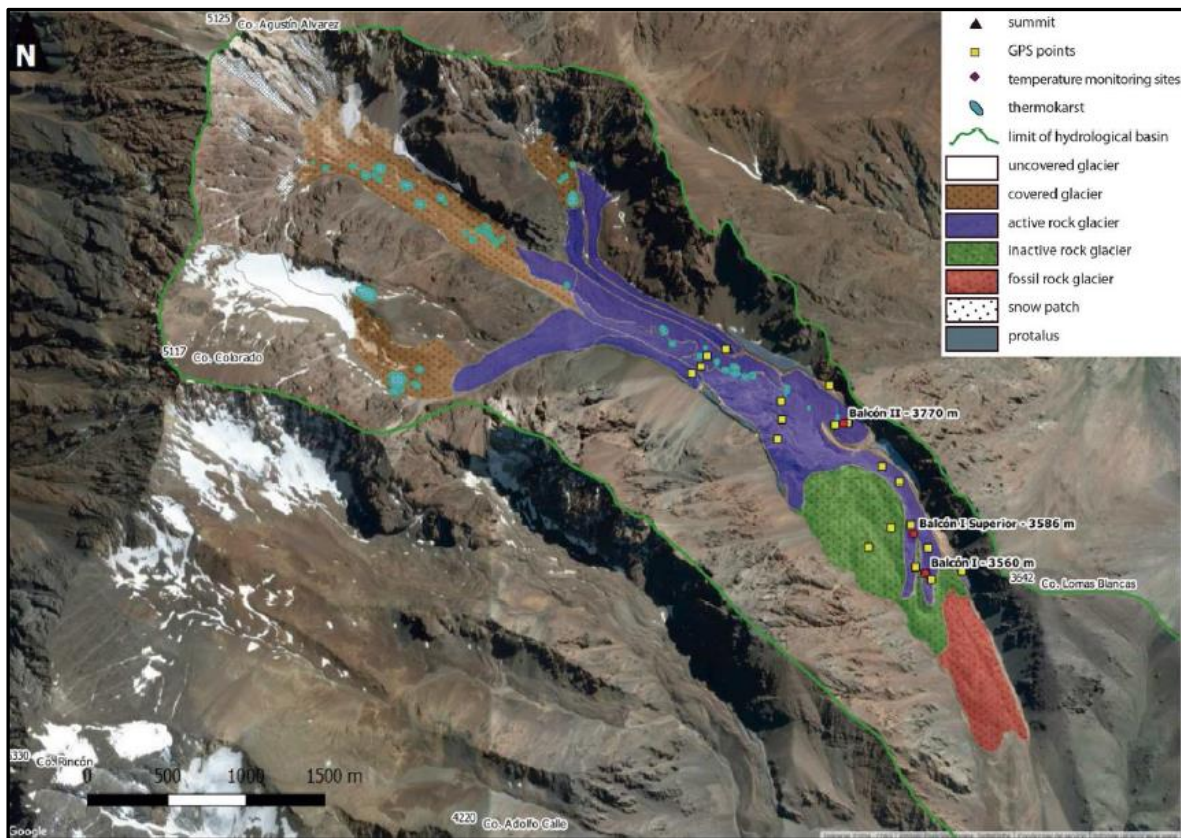


Figura 3.4: Mapa del valle de Morenas Coloradas (Trombotto y Bottegal, 2017).

Los glaciares de escombros se clasifican, según su origen, en glaciogénicos o criogénicos (Barsch, 1992, 1996; Trombotto, 1991, Trombotto *et al.*, 1999). Los primeros guardan relación con el till y el hielo proveniente de glaciares ubicados en la parte superior de la cuenca en donde se emplaza la geoforma periglacial. Los otros son propiamente del ambiente periglacial a partir de caídas de rocas, avalanchas y precipitación nival en los valles montañosos.

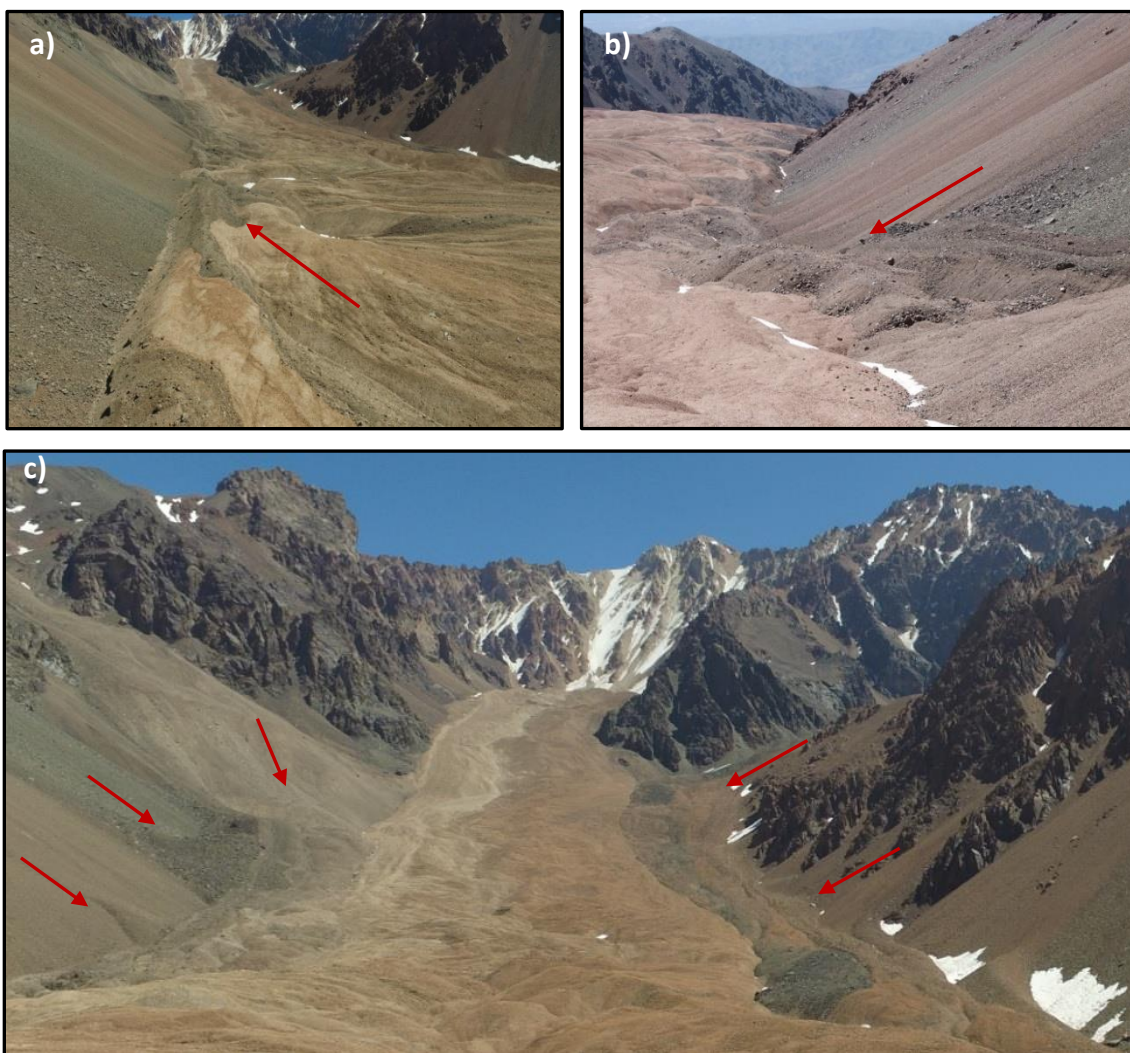
En el caso de Morenas Coloradas, existen relictos de hielo glaciario (figura 3.5) y por esta razón se considera que el origen es glaciogénico (Trombotto *et al.*, 2008 a). Además, este litoglaciario es compuesto debido a que está constituido por varios lóbulos diferentes superpuestos, en donde cada uno de ellos puede presentar o no una criodinámica diferente entre sí. La mayoría de los lóbulos se encuentran conformados por material glaciario (till). Sin embargo existe un aporte visible tanto de los valles que convergen en el de Morenas

Coloradas (*figuras 3.6 a, b y c*) como de los taludes que se encuentran en los laterales (*figuras 3.7 a y b*).

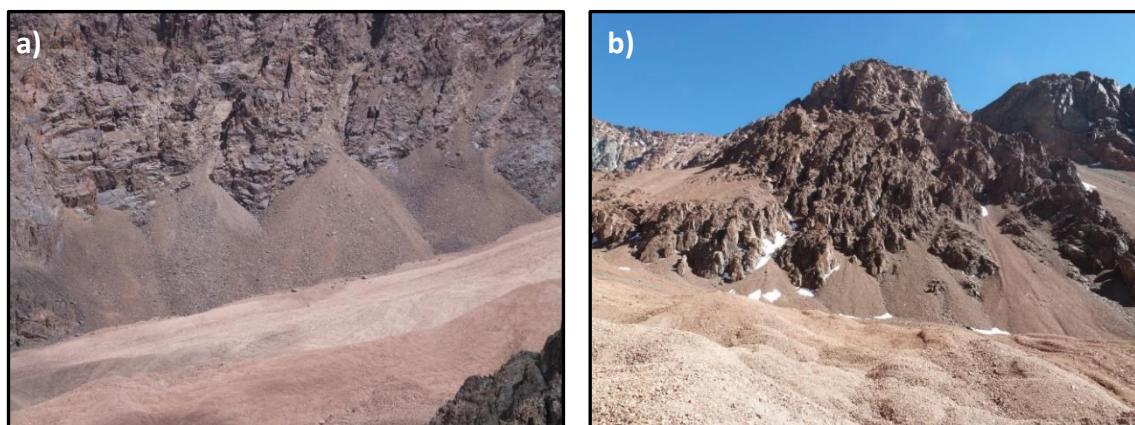


Figura 3.5: Hielo glaciar, Juan Pablo Scarpa.

Las diferentes morfologías que se observan en la superficie del glaciar de escombros Morenas Coloradas está determinada por diversos procesos criogénicos que involucran ciclos de congelamiento y descongelamiento, principalmente. Uno de estos procesos es la crioclastía, mediante el cual las rocas se fragmentan obteniendo criosedimentos más pequeños (*figura 3.8 a y b*). Esto se produce cuando el agua penetra en las fracturas de las rocas y por acción del congelamiento ejerce una fuerte presión en las mismas hasta su quebrantamiento.



Figuras 3.6 a, b, y c: Aporte proveniente de valles que convergen en Morenas Coloradas. (Fotografía “a” tomada con un Drone, Jan Blöthe).



Figuras 3.7 a y b: Aporte proveniente de los taludes laterales del valle principal.

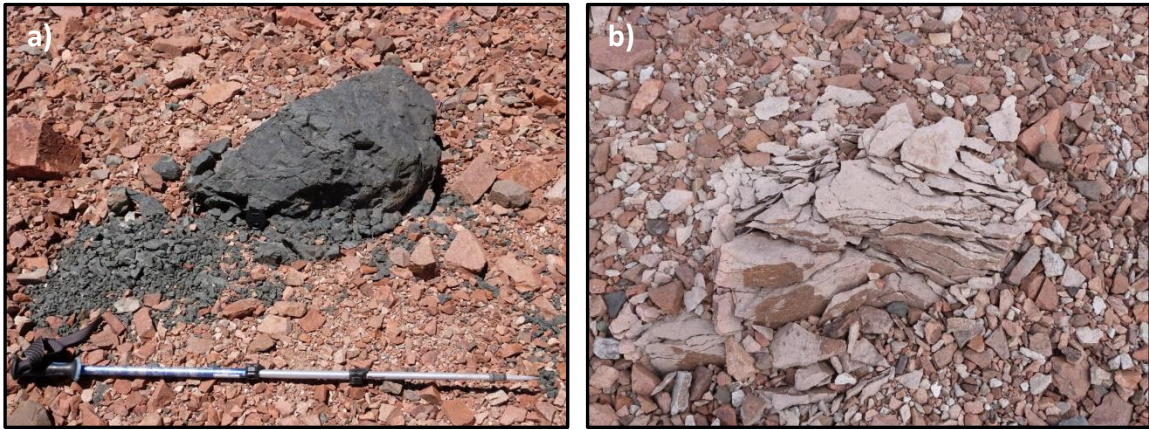


Figura 3.8 a y b: Criosedimentos debido a la crioclastía.

En un perfil granulométrico del glaciar rocoso se puede observar que el material de granulometría más gruesas, materiales psefíticos (*figura 3.9*), se encuentran en la parte superior del mismo y decrece hacia el interior del litoglaciar (*figura 3.10*) por una ley de geocriología de “selección vertical” por la cual a través de ciclos de congelamiento y descongelamiento los sedimentos se ordenan de esa manera (Corte, 1962).

		mm	ϕ
		↑	↑
	Aglomerado	— 1024 —	— -10 —
		— 512 —	— -9 —
		— 256 —	— -8 —
PSEFITAS	Gruesa	— 128 —	— -7 —
		— 64 —	— -6 —
	Grava Mediana	— 32 —	— -5 —
		— 16 —	— -4 —
	Fina	— 8 —	— -3 —
		— 4 —	— -2 —
	Sábulo	— 2 —	— -1 —
PSAMITAS	Muy Gruesa	— 1 —	— 0 —
	Gruesa	— 0,5 —	— 1 —
	Mediana	— 0,25 —	— 2 —
	Fina	— 0,125 —	— 3 —
	Muy Fina	— 0,062 —	— 4 —
PELITAS	Grueso	— 0,031 —	— 5 —
		— 0,015 —	— 6 —
	Limo Fino	— 0,0078 —	— 7 —
		— 0,0039 —	— 8 —
		— 0,0020 —	— 9 —
	Arcilla	— 0,0020 —	— 9 —
		↓	↓

Figura 3.9.: Clasificación Udden- Wentworth.



Figura 3.10: Se observa un perfil granulométrico decreciente hacia el interior del litoglacial.

Los suelos estructurados (figura 3.11) también son un fenómeno producto de los ciclos de congelamiento y descongelamiento y se hallan en varios sectores dentro de Morenas Coloradas (figuras 3.12 a y b) en donde el terreno se encuentra sin pendiente.

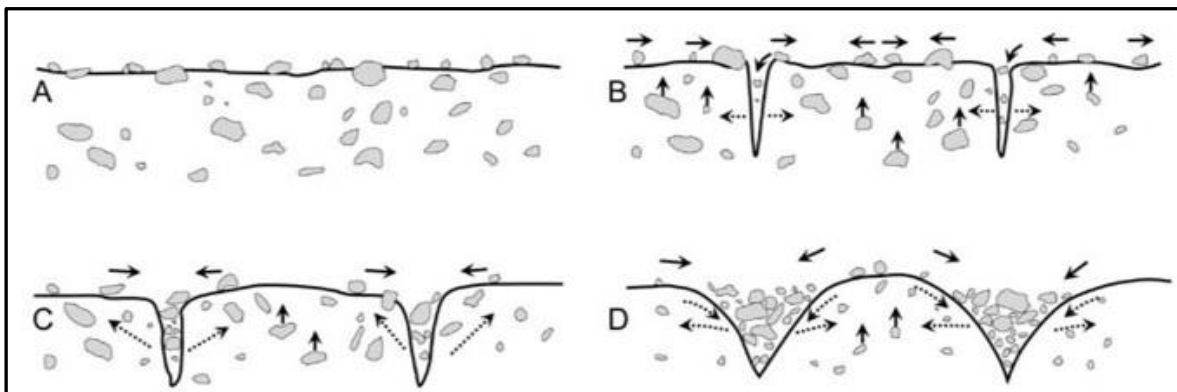
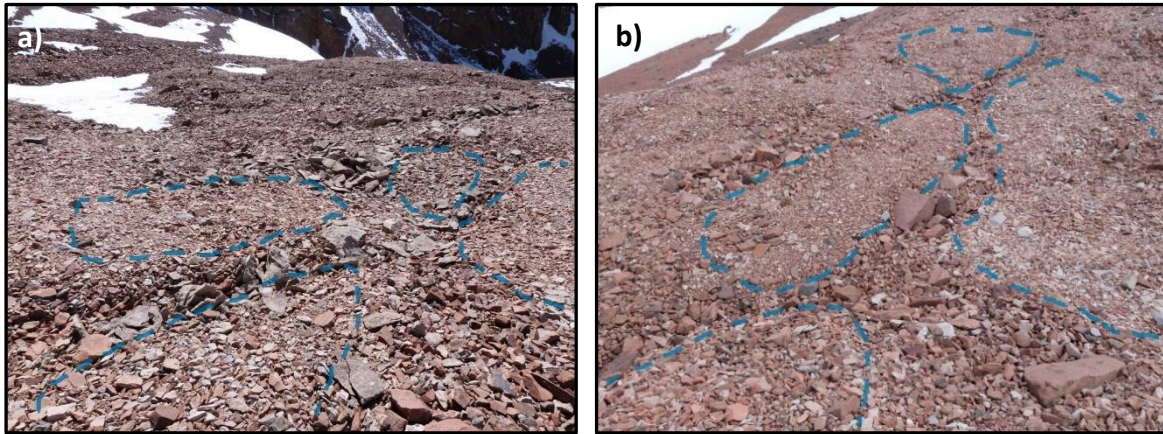
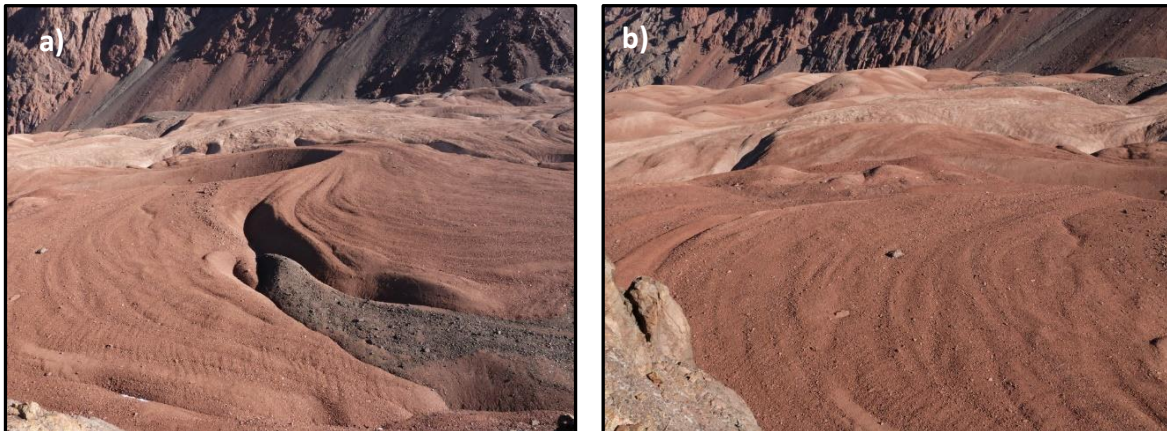


Figura 3.11: Génesis de los suelos estructurados. A) Representa el estadio inicial y levantamiento de rocas por domo de congelamiento; B) Apertura de grietas de contracción; C) Expansión de las grietas y pequeño abultamiento en los centros; D) Grandes abultamientos en los centros y movimientos de las rocas (Trombotto et al., 2014).



Figuras 3.12 a y b: Suelos estructurados.

Los lóbulos activos del glaciar de escombros Morenas Coloradas muestran signos de actividad criodinámica como lo son las crestas irregulares y surcos, “arrugas” en forma de arcos superficiales (*figuras 3.13 a y b*) que indican sus movimientos de flujo. Además las pendientes de los frentes deben ser superior a $>35^\circ$. En el caso de la zona de monitoreo Balcón I, comienza a tener evidencias de inactividad, ya que en el 2005 presentó pequeñas disminuciones en los ángulos de su frente, entre 35° y 37° , comparándolos con los de años anteriores, en que ciertas partes superaban los 37° y llegaban hasta 40° (Trombotto, 2002, 2007)



Figuras 3.13 a y b: Morfología de “arrugas”.

En algunos sectores de Morenas Coloradas existe una etapa de transición en donde se encuentran pasando de un estado activo a uno inactivo evidenciado por la reducción del cuerpo del glaciar de escombros, en donde se observan algunas estructuras de colapso (*figuras 3.14 a y b*). Ya en una etapa inactiva la morfología se halla completamente suavizada (*figuras 3.15 a y b*).

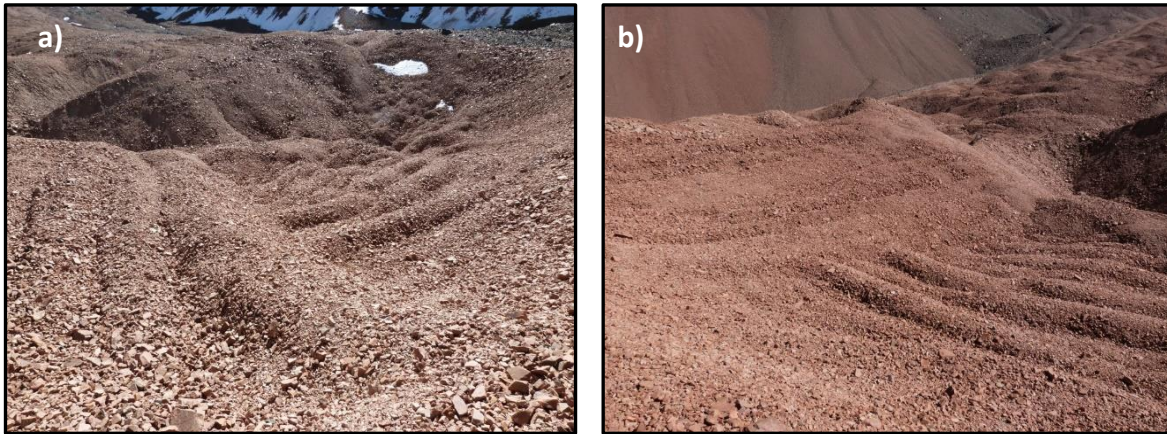


Figuras 3.14 a y b: Estructuras de colapso. Degradación de permafrost.



Figuras 3.15 a y b: Morfología suavizada. Lóbulos inactivos. (Fotografía “a” tomada con un Drone, Jan Blöthe)

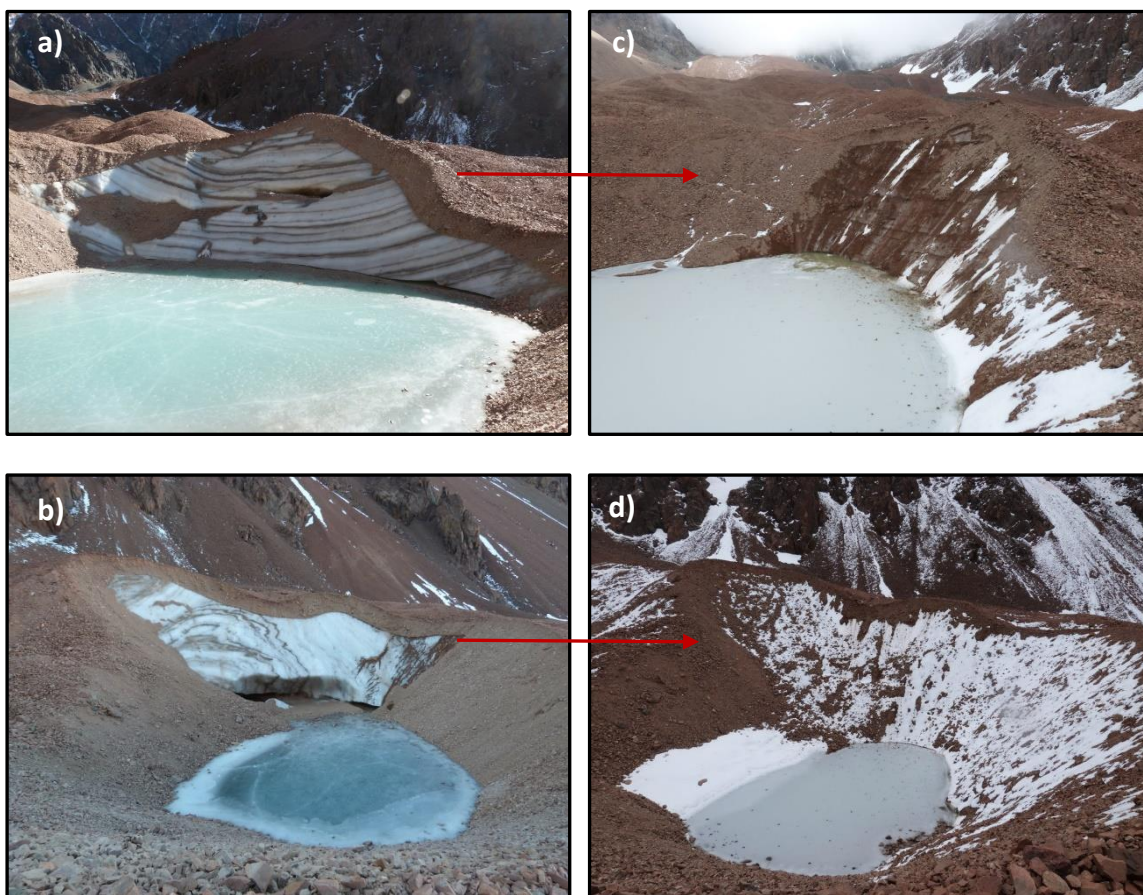
Existen crestas alineadas que representan obstáculos subterráneos (*figuras 3.16 a y b*). A medida que el glaciar de escombros avanza se observa en superficie la morfología de los obstáculos que se hallan en profundidad, así como también adopta la forma propia del valle.



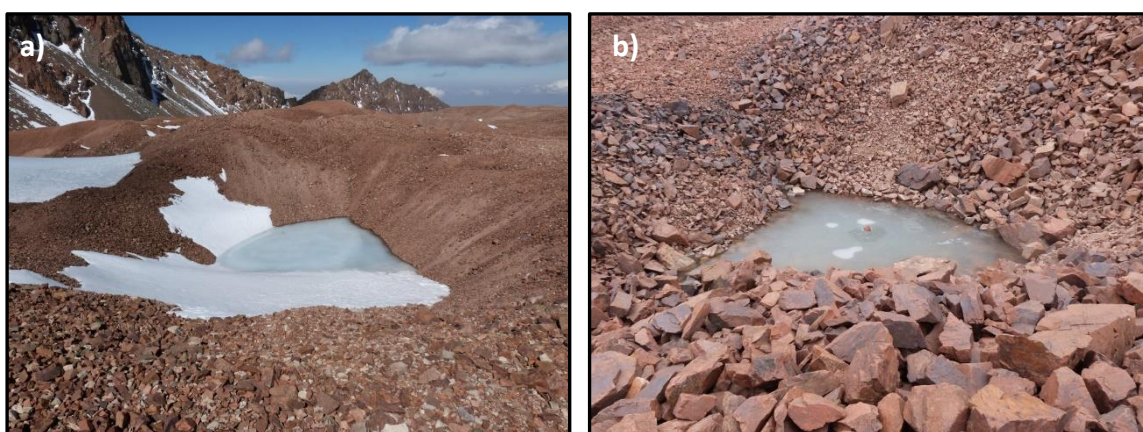
Figuras 3.16 a y b: Crestas alineadas.

Se localizaron dos importantes relictos de hielo glaciario interceptados por *termokarst* en mayo del año 2015 (*figuras 3.17 a y b*). En febrero del año 2016 se regresó a la zona encontrando los *termokarst* un poco más extensos y los hielos con una leve cobertura de material por encima (*figuras 3.17 c y d*) que constata la caída de rocas ocasionada por la pérdida de volumen de los hielos.

La presencia de depresiones de *termokarst* (*figuras 3.18 a y b*) es frecuente a partir de los 3750 m aproximadamente. Estos agujeros reactivados y profundizados, con pequeños lagos de agua de deshielo, serían los mejores indicadores para detectar directamente la degradación del permafrost presente en la región (Trombotto, 2007).



Figuras 3.17 a, b, c y d: Hielos glaciares interceptados por termokarst (a-b 2015; c-d 2016).



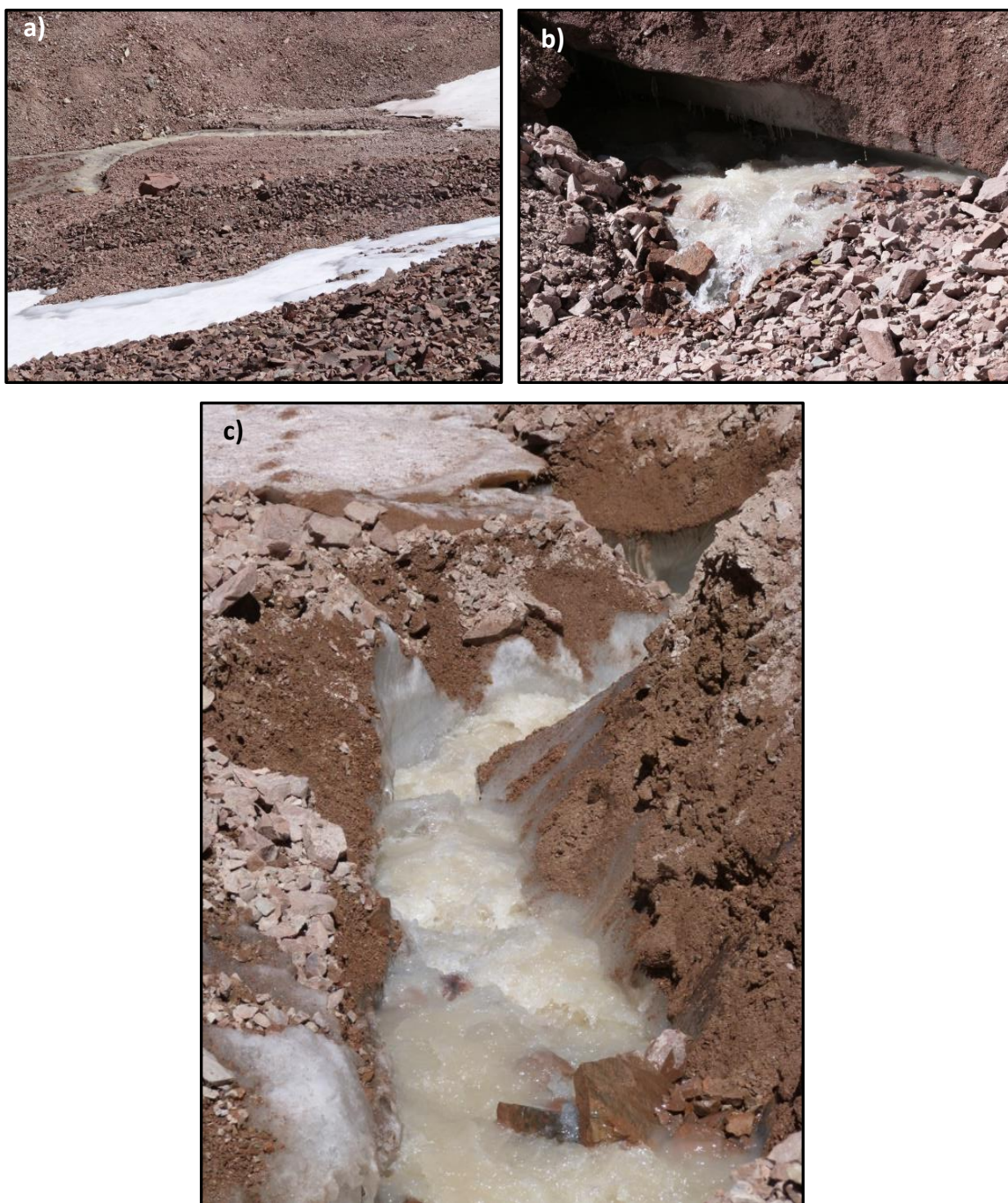
Figuras 3.18 a y b: Depresiones de termokarst.

Existen gran cantidad de cursos de agua fluyendo que se observan a partir de los 3850 m hasta la cabecera del valle. Muchos de ellos provienen de la fusión del hielo del glaciar

cubierto. Los cursos de agua, sobre todo los de tramos más cortos (*figuras 3.19 a, b y c*), aparecen y desaparecen repentinamente en el litoglaciär, mientras que los de tramos más largos quedan expuestos a mayor altura y junto con el hielo glaciario de donde provienen (*figuras 3.20 a, b y c*).



Figuras 3.19 a, b y c: Agua fluyendo en el glaciär de escombros Morenas Coloradas.



Figuras 3.20 a, b y c: Cursos de agua en altura.

También se percibió el sonido del agua (subterránea) fluyendo en una grieta de contracción térmica ubicada en Balcón II. Para estimar la variación del caudal de agua a lo largo del tiempo, se instaló un micrófono en las cercanías del flujo de agua, y se lo aisló del sonido exterior (sobre todo del viento) lo máximo posible para que solo captara el sonido del agua.

A partir de un programa desarrollado con el *software Matlab*, se calculó la potencia de la señal registrada a través de la estimación de la densidad espectral de potencia en segmentos de 20 segundos de duración, con la colaboración del Ingeniero Esteban Lannutti (integrante del área de geomática, IANIGLA). La *figura 3.21* muestra la potencia (línea azul) de la señal sonora durante el tiempo de medición, calculada a partir del conjunto de densidades espectrales. El promedio de la potencia de la señal (Línea punteada roja) describe la variación del caudal durante las horas registradas.

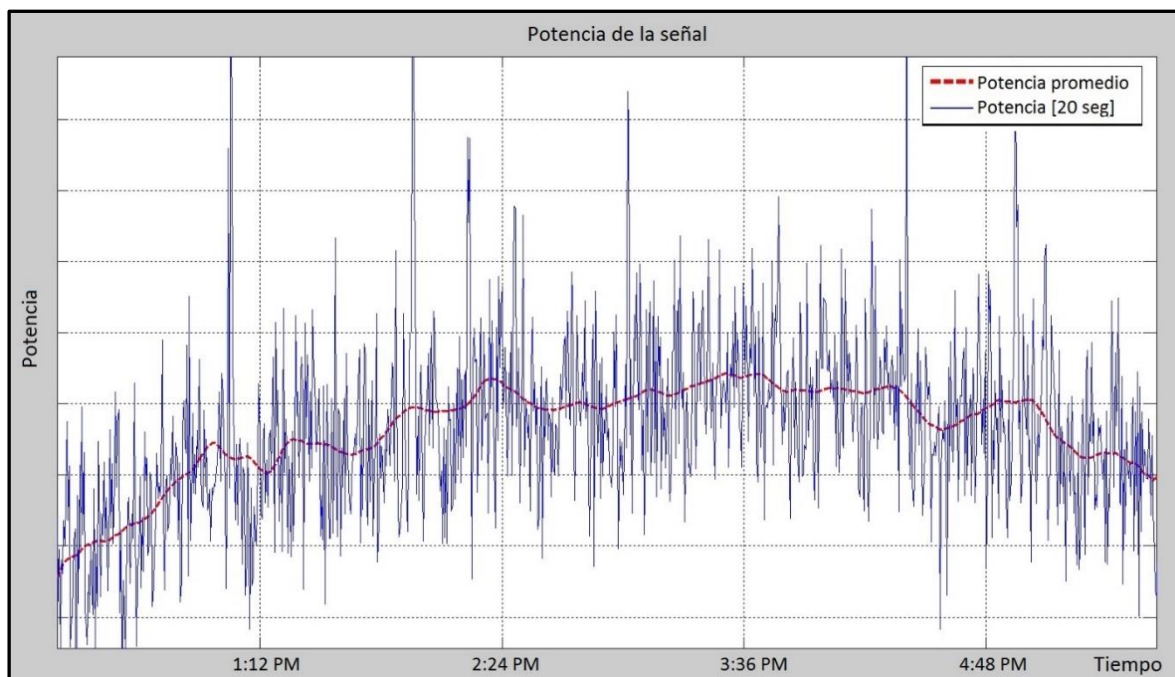


Figura 3.21: Potencia de la señal del sonido en función del tiempo.

Si bien solo se realizó una grabación por el lapso de 6 horas aproximadamente y en un día soleado, el resultado arrojado es bastante interesante ya que aumenta la potencia de la señal a medida que se acerca al medio día, alcanzando su máximo a las 15:30hs aproximadamente. Luego, a partir de las 16hs comienza a descender la señal. Por lo tanto, se puede inferir que la intensidad del caudal sostiene una relación con la potencia del sonido registrado, ya que aumentó durante el transcurso del día hasta que la temperatura comenzó a descender enfriándose el sistema y por ende evidenciando un descenso en la señal (el caudal).

Halla *et al.* (2017) utilizaron la metodología de geoelectrica sobre el glaciar de escombros Morenas Coloradas. Según Halla *et al.* (2017) las bajas resistividades indican un gran acuífero subterráneo en centro del glaciar rocoso (*figura 3.22*) y, las más elevadas, *permafrost* rico en hielo y grandes cuerpos de hielo en el subsuelo (*figura 3.23*). Las transectas de geolétrica fueron realizadas a los 3780 m y 3880 m respectivamente. La segunda es coincidente con la zona en donde se emplazan los hielos glaciarios interceptados por *termokarst*.

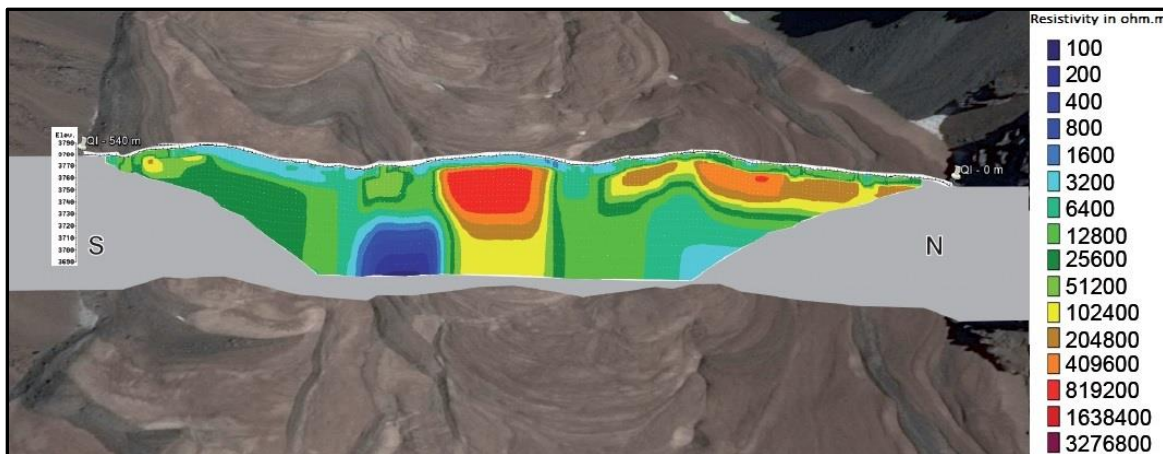


Figura 3.22: Acuífero subterráneo (Halla et al., 2017).

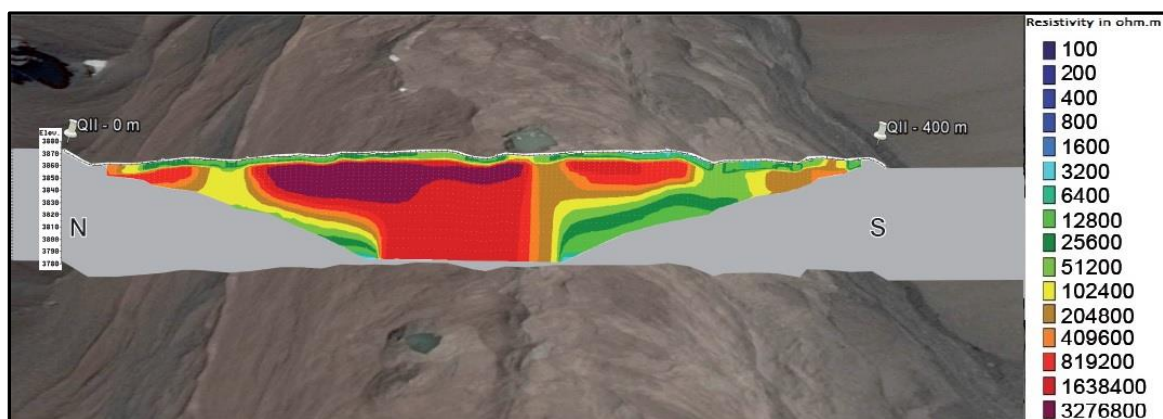


Figura 3.23: Permafrost rico en hielo y grandes cuerpos de hielo en el subsuelo (Halla et al., 2017).

De acuerdo a las evidencias geomorfológicas descritas y presentadas a lo largo de este capítulo, se puede afirmar que Morenas Coloradas presenta signos de actividad criodinámica y degradación del permafrost, procesos que se cuantificarán en los próximos capítulos a través de métodos directos e indirectos.

Capítulo 4: Criodinámica

Luego de los capítulos anteriores, en donde se detallaron marcos teóricos y geomorfológicos, continúa el capítulo 4, que comprende la metodología de Sistema de Posicionamiento Global (Global Positioning System, GPS), empleada en esta tesis para la medición de la criodinámica en el glaciar de escombros Morenas Coloradas. Una introducción sobre GPS, su utilidad, errores, etc. es presentada al inicio de este capítulo, así como los antecedentes sobre el empleo del mismo en glaciares de escombros pertenecientes a diferentes regiones. Además, se plantean como se llevan a cabo las mediciones, los resultados obtenidos y como varían a lo largo del tiempo. Se diferencian zonas con mayor y menor criodinámica.

4.1. Introducción

El GPS (*Global Positioning System*) es un sistema global de navegación por satélite (*Global Navigation Satellite System*) que tiene por objetivo calcular la posición de un punto cualquiera en un espacio de coordenadas (x,y,z), partiendo del cálculo de las distancias del punto a un mínimo de cuatro satélites, de los 24 que se encuentran en órbita (UNAVCO, 2002), cuya posicionamiento orbital con respecto a la tierra es bien conocida. La distancia (d) entre el usuario (receptor GPS) y un satélite se mide multiplicando el tiempo de vuelo de la señal emitida (t) desde el satélite por su velocidad de propagación (velocidad de la luz (v)) (Pozo-Ruz *et al.*, 2000).

$$d = t \cdot v$$

La precisión y la exactitud en la medida de la distancia a los satélites son importantes para el correcto funcionamiento del GPS. Para ello, se debe disponer de relojes precisos que son los que poseen los satélites y se denominan “relojes atómicos” (Peñafiel y Zayas, 2001).

Para medir el tiempo de vuelo de la señal de radio es necesario que los relojes de los satélites y de los receptores estén sincronizados.

El receptor GPS utiliza la información enviada por los satélites (hora en la que emitieron las señales, localización de los mismos) y trata de sincronizar su reloj interno con el de los satélites.

Los equipos receptores no disponen de “relojes atómicos” debido a su costo y tamaño pero se elimina el inconveniente de la falta de sincronización entre los relojes de los receptores GPS y los de los satélites incluyendo un cuarto satélite (Pozo-Ruz *et al.*, 2000). Una vez sincronizado el reloj, puede determinar su distancia hasta los satélites y utiliza esa información para calcular su posición en la tierra. Y es en este momento cuando el receptor GPS puede determinar una posición 3D exacta (latitud, longitud y altitud).

Mediciones a través de metodologías terrestres como GPS diferencial pueden ser aplicadas para cuantificar cambios anuales y estacionales en la cinemática de glaciares de escombros (Delaloye *et al.*, 2010).

Una red geodésica se establece colocando puntos de referencia (puntos fijos) en sitios con afloramientos rocosos.

Debido a la alta precisión del método GPS es que resulta apropiado para este tipo de estudios. Las mediciones con dichos equipos en modo “estático” (Peñafiel y Zayas, 2001). ofrecen buenos resultados para dinámica de glaciares de escombros.

Un receptor GPS mide la fase de señales emitidas por un satélite, con una precisión milimétrica. Sin embargo, al ser propagadas a través del espacio, estas señales se ven afectadas por las influencias atmosféricas. Las perturbaciones atmosféricas (constituida por la ionósfera y la tropósfera) repercuten sobre la precisión de las observaciones y de allí es que se deben realizar las correcciones por este factor. Para esto es necesaria la utilización de por los menos dos receptores en simultáneo (Huerta *et al.*, 2005). Esto genera una precisión suficiente para trabajos técnicos y científicos. En este caso se utilizaron estaciones de coordenadas conocidas que se encuentra con mediciones continuas desde hace muchos años. Las estaciones son las siguientes: BRAZ; CSJ1; MZAC; MZAL; PARC; UNAS. En el apartado de *Anexos II* se pueden observar los datos de cada estación, esto quiere decir sus velocidades de movimiento, posición, etc.

Tanto las *efemérides* (predicciones de la posición actual de los satélites) y *el reloj de satélite* (relojes atómicos) como las *ondas reflejadas* o “*multicamino*” (“efecto multipath”) son posibles errores sistemáticos a tener en cuenta. Para resolver el error de las efemérides se mejoran los resultados con la utilización de las “efemérides precisas” (las coordenadas de los satélites calculadas a posteriori con mayor precisión). En el caso del error por efecto multipath, se intenta, en lo posible, de evitar colocar los receptores cerca de superficies reflectantes (Huerta *et al.*, 2005).

La medición con GPS diferencial consiste en observar y calcular una línea base (*figura 4.1*) entre dos receptores. La línea de base es la distancia que existe entre un punto base, que tiene una posición conocida, y un punto del cual se desconocen sus coordenadas pero que

se desean averiguar. Cuando estos dos receptores observan el mismo conjunto de satélites en forma simultánea, los efectos atmosféricos se anulan en gran parte (Peñafiel y Zayas, 2001). Por lo tanto, entre más corta sea la línea base, mayor será la probabilidad de que la transmisión de señales a los dos receptores resulte en condiciones atmosféricas idénticas.

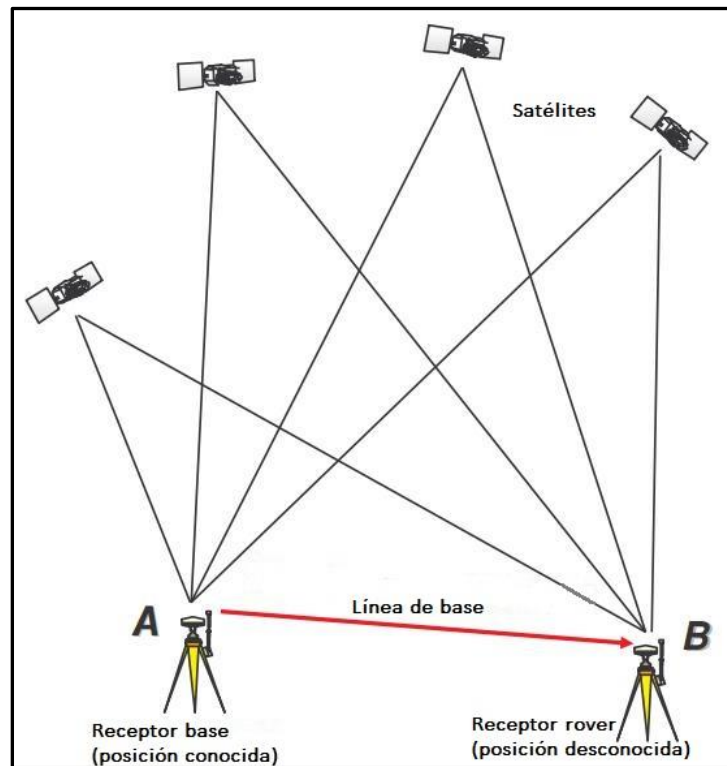
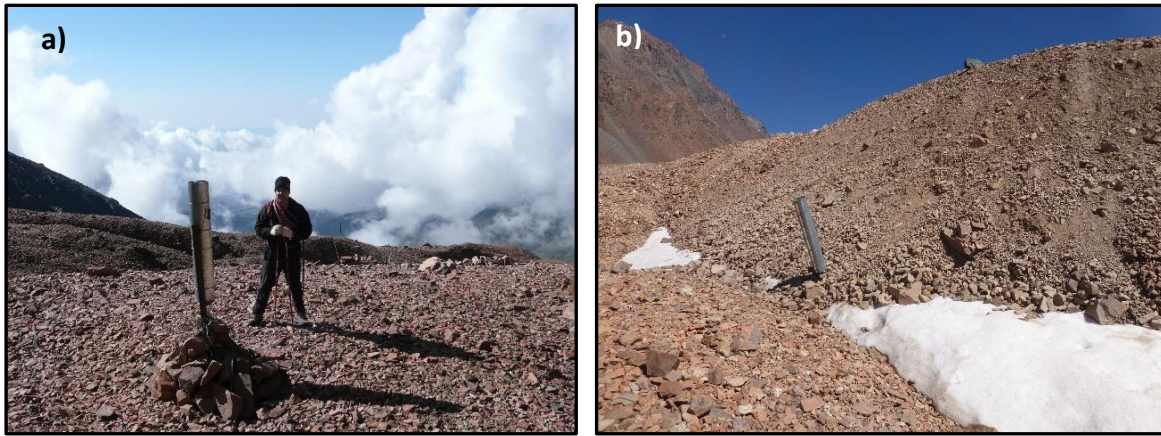


Figura 4.1: Línea de base A-B (Modificado de Leica Geosystems).

La técnica de GPS diferencial es efectiva para monitorear procesos periglaciales en alta montaña (Berthling *et al.*, 1998; Lambiel y Delaloyé, 2004; Haeberli *et al.*, 2006). En el caso de esta tesis doctoral se ha utilizado la técnica durante 833 días, siendo poco conocida en el monitoreo de criodinámica de glaciares de escombros en Sudamérica. El objetivo principal fue medir velocidades de desplazamientos y determinar lóbulos con distinta dinámica.

Las *figuras 4.2 a y b* evidencian la criodinámica que presenta el glaciar de escombros Morenas Coloradas. La primera fotografía fue tomada en el año 2008 y la segunda es más reciente, en diciembre del año 2016. Se observa claramente el avance del lóbulo por encima

del totalizador, certificando que el glaciar presenta movimiento, como también lo certifica la geomorfología expuesta en el capítulo 3.



Figuras 4.2: Avance del glaciar de escombros por encima del totalizador. a) año 2008, b) año 2016.

4.2. Antecedentes

En 1998 Berthling *et al.* estudiaron la velocidad de glaciares de escombros en el oeste de Svalbard, Noruega, utilizando la metodología *GPS*. Al ser en su mayoría de morfología lobada Sollid y Sørbel (1992) manifiestan que por esta cualidad se movían unos centímetros al año. Isaksen en 1998 detecta una velocidad anual promedio de 10 centímetros para los glaciares de escombros lenguados en Spitzbergen, Noruega.

Lambiel y Delaloye (2004) se interesaron en el estudio de la reptación del permafrost de montaña mediante el empleo de equipos *GPS* en el oeste de los Alpes Suizos. La metodología utilizada fue la del *RTK GPS (Real-Time Kinematic GPS)* que se basa en la toma de datos GPS con un jalón por el lapso de un corto período de tiempo (pocos minutos).

Berger *et al.* (2004) investigaron la dinámica de un glaciar de escombros en los Alpes Austríacos, midiendo 21 puntos con GPS diferencial en 2 perfiles transversales al movimiento, obteniendo hasta velocidades de 1,3 m por año en los puntos ubicados en el frente del litoglaciar.

En el año 2008 varios investigadores europeos (Delaloye, R; Perruchoud, E; Avian, M; Kaufmann, V; Bodin, X; Hausmann, H; Ikeda, A; Kääb, A; Kellerer-Pirklbauer, A; Krainer, K; Lambiel, C; Mihajlovic, D; Staub, B; Roer, I; Thibert, E) coincidieron en realizar una variación interanual de la reptación de glaciares de escombros en los Alpes Europeos. Para ello se contaron con datos GPS (de corta duración), que evidenciaban movimientos en algunos de ellos, como así también con otras técnicas geodésicas y fotográficas.

Serrano *et al.* (2010) realizaron un estudio sobre la dinámica del glaciar de escombros Posets en los Pirineos Centrales de España a través de GPS diferenciales. En este trabajo los autores evalúan la relación entre el glaciar de escombros con el ambiente y el clima, afirmando que los glaciares de escombros son buenos indicadores climáticos de las condiciones térmicas de alta montaña.

Delaloye *et al.* (2010) se ocuparon de estudiar la cinemática de glaciares de escombros en los Alpes Suizos utilizando el método de GSP diferencial de corta duración; metodología similar a la que ya había utilizado junto a Lambiel en el 2004.

Desde el año 2009 al año 2010 Brenning *et al.* (2013) midieron el movimiento horizontal de los glaciares de escombros Llano de las Liebres y el Tapado obteniendo desplazamientos de 1,3 m por año para el primero y 1,2 m por año para el segundo a través de GPS diferenciales de corta duración.

Wirz *et al.* (2016) han estado realizando monitoreo GPS en glaciares de escombros en Suiza por el lapso de tres años para estudiar la influencia climática en la dinámica de los mismo. En este trabajo en particular, los GPS estuvieron colocados en terrenos, midiendo permanentemente, desde el verano europeo del año 2011 hasta la misma estación del año 2014.

4.3. Materiales y métodos

El método utilizado en este estudio ha sido el “estático”. Este método implica la existencia de dos receptores funcionando en forma simultánea.

Uno de los receptores es el de coordenadas conocidas y es el que se denomina “base”. El otro es el que se posiciona sobre los puntos de coordenadas desconocidas y se denomina “rover” (Little *et al.*, 2003).

Ambos receptores recogen simultáneamente las señales emitidas por los satélites almacenando esta información en su memoria interna (tarjeta SD). Este sistema se denomina diferencial ya que el mismo, a partir de las mediciones GPS capturadas en el receptor base y mediante un proceso de ajuste, determina las correcciones o las “diferencias” necesarias para obtener las coordenadas del punto que son las coordenadas conocidas, y aplica estas mismas correcciones a las mediciones capturadas por el *rover* para el cálculo de las coordenadas del punto cuya posición se desconoce.

En este método, el conjunto de receptores (base y *rover*), toma datos brutos provenientes de todos los satélites disponibles. La frecuencia con que estos datos son medidos es cada 15 segundos y es debido a que las bases ya están programadas en tomas de 15 o 30 segundos (Pozo-Ruz *et al.*, 2000), es por ello que a los receptores *rover* se los programa para que incorporen la información proveniente de los satélites al mismo tiempo también.

Cuando se ha registrado suficiente información, el receptor *rover* se apaga y se ubica en un nuevo lugar hasta cubrir todos los puntos de control. Posteriormente estos datos son procesados con el *software Bernese* versión 5.0 (Dach *et al.*, 2007) para la obtención de las coordenadas de los sitios de control.

Una interrogante frecuente es por cuánto tiempo deben registrarse datos en la base y el *rover*; esta duración depende de la línea base (línea entre base y *rover*). Con líneas bases más largas requieren tiempos de observación más largos, a mayor distancia entre un punto y otro, corresponde más tiempo de medición, la relación es directamente proporcional. Otro factor importante a tener en cuenta, son las condiciones ambientales (Peñafiel y Zayas, 2001). La ventaja que tiene el sector en donde se emplaza el glaciar de escombros Morenas Coloradas es que es un lugar abierto sin obstáculos que dificulten la recepción de información por parte de los *GPS*.

Los puntos de control fueron seleccionados teniendo especial precaución en obtener el mayor registro posible dentro del glaciar de escombros y que estuvieran relacionados a las

zonas en donde existen datos de temperatura de subsuelo. Además se localizaron algunos puntos siguiendo ciertas transectas transversales al movimiento para abarcar distintos lóbulos con diferentes litologías, radiación solar y, que a su vez, tienen zonas de aportes distintas.

Se seleccionaron 20 puntos (*rover*) representados por bloques, dos de los cuales son puntos fijos (MC 05 Y 20) (*figura 4.3*). Dichos puntos fijos corresponden a afloramientos rocosos, que no tienen movimiento alguno y se utilizarán como puntos de referencia para comparar con los puntos móviles.

Los puntos móviles (MC 01, 02, 03, 04, 06, 07, 08, 09, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18 y 19) (*figura 4.3*) son los 18 restantes. El tamaño de los bloques de los puntos ha sido pensado para que estos sean solidarios al movimiento del glaciar de escombros. Los mismos fueron elegidos en relación a ciertos lóbulos de interés, analizando su geomorfología en forma descriptiva y observándolos en el campo. Dichos lóbulos son monitoreados semestral y anualmente, dependiendo de la actividad criogénica, y se obtienen, campaña tras campaña, vectores de movimiento en tres ejes X, Y, Z.



Figura 4.3: Ubicación de los puntos fijos y móviles.

Se procedió a la instalación de *anclajes* de bronce (material resistente a la corrosión) (*figura 4.4*) en donde luego serán colocados los *GPS* para la medición de los puntos. Estos anclajes tienen un largo de aproximadamente 10 cm y una rosca en la parte superior para la posterior disposición de una bandeja giratoria en donde se instalarán las antenas de los *GPS*.



Figura 4.4: Anclaje de bronce.

Una vez que se seleccionaron los bloques de los lóbulos a monitorear, se perfora la roca con un taladro a batería (*figura 4.5*) como se observa en la *figura 4.6* y se procede a colocar los *anclajes* con pegamento para que se fijen bien a la roca (*figura 4.7*).



Figura 4.5: Taladro a batería.



Figura 4.6: Perforación en la roca, Ivanna Pecker.



Figura 4.7: Colocación del anclaje en la roca, Juan Pablo Scarpa.

Equipos receptores GPS doble frecuencia *Trimble 5700* y *Trimble NetRs GPS (Trimble)* (figura 4.8 a y b) han sido instalados sobre los puntos de control (figura 4.9) para detectar una posible criodinámica, algunos de ellos cercanos a Balcón I, Balcón I superior y Balcón II para cotejar con aquellos datos obtenidos de las curvas de temperatura.

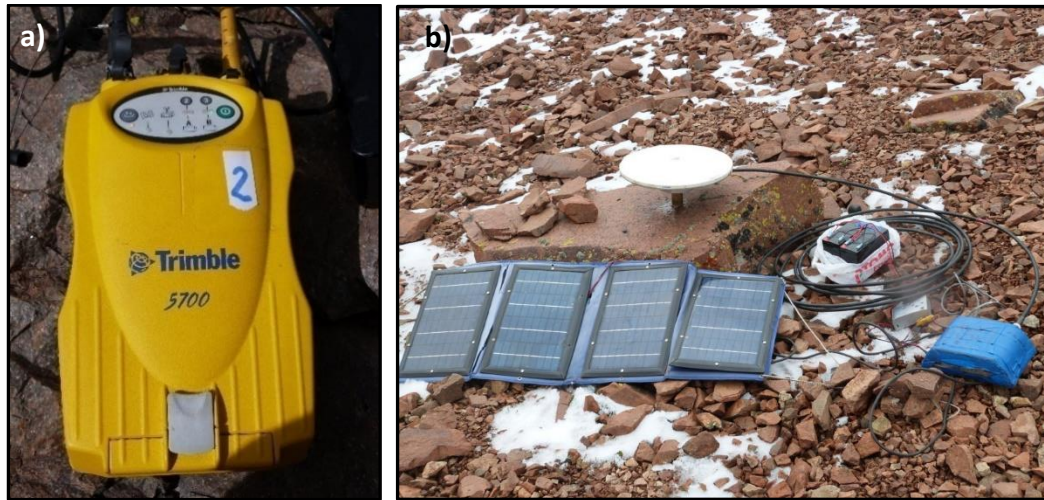


Figura 4.8: Equipos receptores GPS a)Trimble 5700 y b)Trimble NetRs.



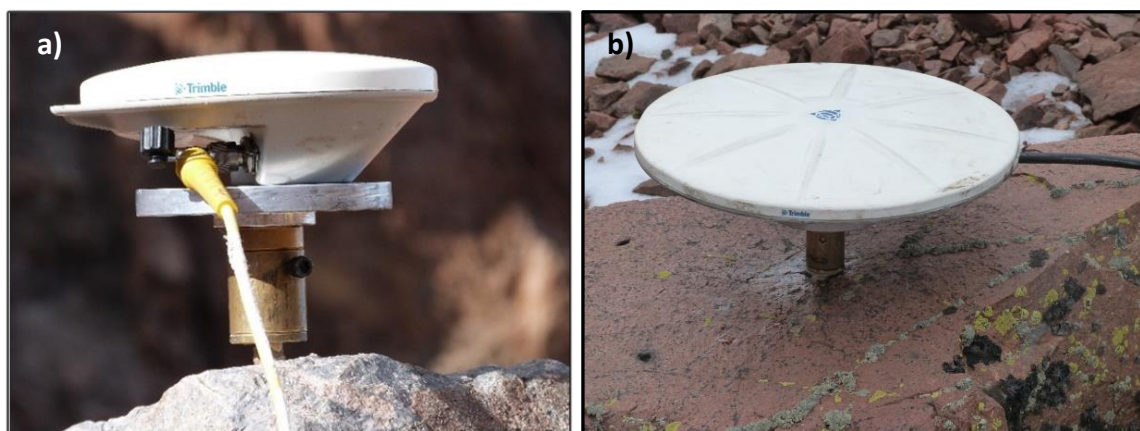
Figura 4.9: Instalación del equipo GPS sobre uno de los puntos de control.

El equipamiento permaneció en cada punto de control por 48 horas para la medición de la posición de los mismos. Esta cantidad de horas colabora en la disminución de posibles

errores y elimina ruidos de ciclos estacionales y diarios (Blewitt y Lavallée, 2002). Además, permite la utilización de líneas de base más prolongadas, diferenciándose de las metodologías más usuales como lo es el *RTK GPS*, mencionado en el apartado de antecedentes. De todos modos en esta tesis se utilizaron seis *GPS* base para obtener una mayor precisión a la hora de procesar los datos y obtener las coordenadas de los puntos de control. Esta metodología con el tiempo calculado (48 horas) difiere con todos los casos empleados y conocidos en Sudamérica y con casi todos los casos citados en los antecedentes, porque es un método estático y de larga duración. Se piensa que esta metodología alcanzará la mejor exactitud necesaria para usar el sitio (glaciar de escombros) como piloto y ejemplo para el monitoreo de velocidades.

Se generaron vectores de movimiento a partir de los datos derivados de los *GPS*. Estos vectores muestran dirección y sentido de la criodinámica tanto en el *permafrost sensu stricto* como en la capa activa.

Como se mencionó con anterioridad, sobre el anclaje se montó una “bandeja giratoria” (figura 4.10 a) en donde se colocó la antena del *GPS*, en este caso las antenas utilizadas han sido *Trimble Zephyr TRM39105* (figura 4.10 a) y *Trimble Zephyr Geodetic TRM41249* (figura 4.10 b). Esta bandeja permitió orientar la antena en sentido al norte para poder replicar las mismas condiciones de toma de datos a través del tiempo.



Figuras 4.10: a) Antena Trimble Zephyr TRM39105 y bandeja giratoria; b) Trimble Zephyr Geodetic TRM41249.

Luego con todos los datos obtenidos se procedió al procesamiento de los mismos con el *software Bernese versión 5.0 GNSS* (Dach *et al.*, 2007) que es un programa científico de alta precisión desarrollado por el *Astronomical Institute of the University of Bern (AIUB)*.

4.4. Resultados

A lo largo de esta tesis doctoral se realizaron 5 campañas de toma de datos geodésicos desde octubre 2013 hasta febrero 2016.

Para los puntos MC 01, 02, 03, 04 y 05 (*figura 4.11*), ubicados en el sector centro de las mediciones realizadas, se muestran los resultados a continuación en la *tabla 4.1*.

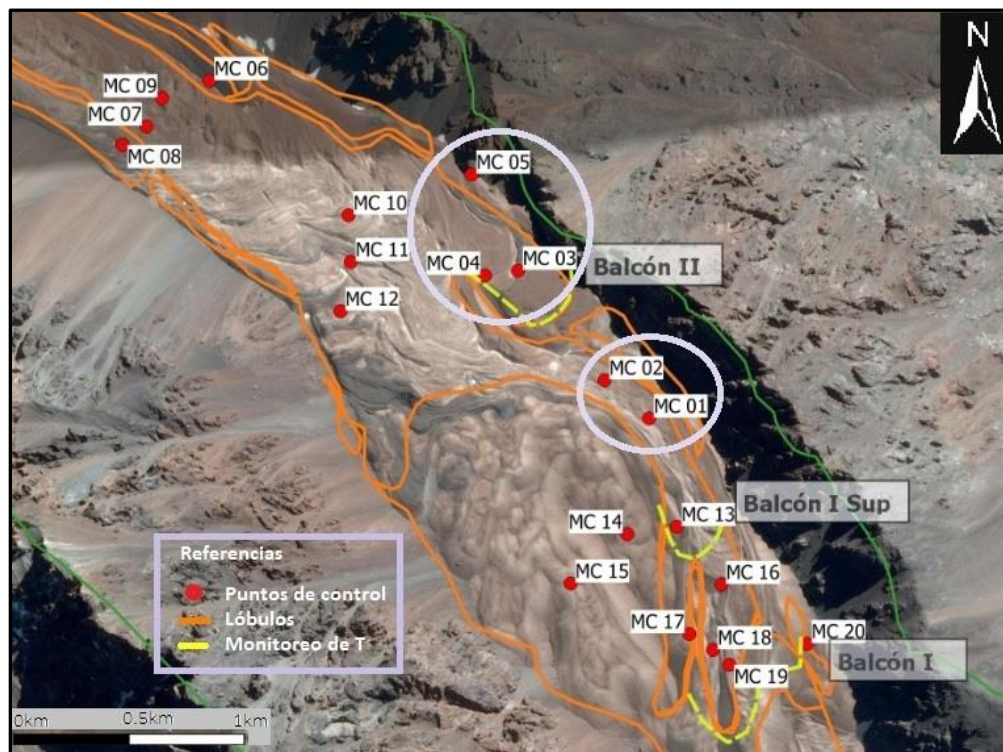


Figura 4.11: Ubicación de los puntos MC 01, 02, 03, 04 y 05.

Las velocidades de desplazamiento muestran que todos los puntos se movieron en dirección sudeste, que es la orientación del valle.

Los puntos MC01 y MC02 se ubican sobre el mismo lóbulo entre Balcón I superior y Balcón II. El MC01 se desplaza con mayor VS (velocidad en dirección sur) que MC02 y para ambos puntos la velocidad de mantiene cuasi constante a los largo del tiempo. La VD (velocidad en profundidad) tanto de MC01 y MC02 presenta una aceleración a medida que transcurren los períodos. Esta puede deberse a un aumento de la temperatura del suelo (tema que se discutirá en el apartado de conclusiones generales). En cuanto a las VE (velocidad en dirección este) ambos sitios de monitoreo exhiben un comportamiento muy similar, siendo las VE del primer período las mayores y luego encontrando una estabilidad con el paso del tiempo.

Velocidades [metros / año]									
Punto de control		período 1-2 (Oct 2013- May 2014)		período 1-3 (Oct 2013- Nov 2014)		período 1-4 (Oct 2013- May 2015)		período 1-5 (Oct 2013- Feb 2016)	
		[m/a]	RMS	[m/a]	RMS	[m/a]	RMS	[m/a]	RMS
MC01	VD	0.152	0.006	0.117	0.008	0.206	0.006	0.282	0.007
	VS	1.604	0.001	1.559	0.003	1.541	0.002	1.500	0.003
	VE	1.260	0.001	1.115	0.003	1.146	0.002	1.126	0.002
MC02	VD	0.368	0.006	0.333	0.008	0.387	0.006	0.458	0.007
	VS	0.973	0.001	1.000	0.003	0.963	0.002	0.931	0.003
	VE	1.497	0.001	1.362	0.002	1.392	0.002	1.373	0.002
MC03	VD	0.108	0.005	0.052	0.007	0.120	0.006	0.189	0.006
	VS	0.542	0.001	0.603	0.003	0.557	0.002	0.525	0.003
	VE	0.484	0.001	0.408	0.002	0.433	0.002	0.415	0.002
MC04	VD	0.092	0.005	0.065	0.007	0.135	0.006	0.200	0.006
	VS	0.450	0.001	0.505	0.003	0.459	0.002	0.426	0.003
	VE	0.173	0.001	0.118	0.002	0.129	0.002	0.118	0.002
MC05	VD	0.066	0.008	0.064	0.009	0.011	0.006	0.079	0.007
	VS	0.012	0.002	0.056	0.003	0.001	0.002	0.031	0.003
	VE	0.026	0.002	0.035	0.003	0.021	0.002	0.034	0.002

Tabla 4.1: Velocidades de desplazamiento en metros por año correspondientes de los puntos de control MC 01, 02, 03, 04 y 05.

MC03 y MC04 se sitúan en Balcón II (figura 4.12). Las VD, VS y VE de ambos puntos se comportan de manera muy similar período a período, observándose una disminución de las tres velocidades en la segunda etapa (período 1-3). Las VD y VS de MC03 son muy similares a las de MC04 en todas las mediciones realizadas. Por el contrario la VE de MC03 es entre tres y cuatro veces más rápida que la de MC04.

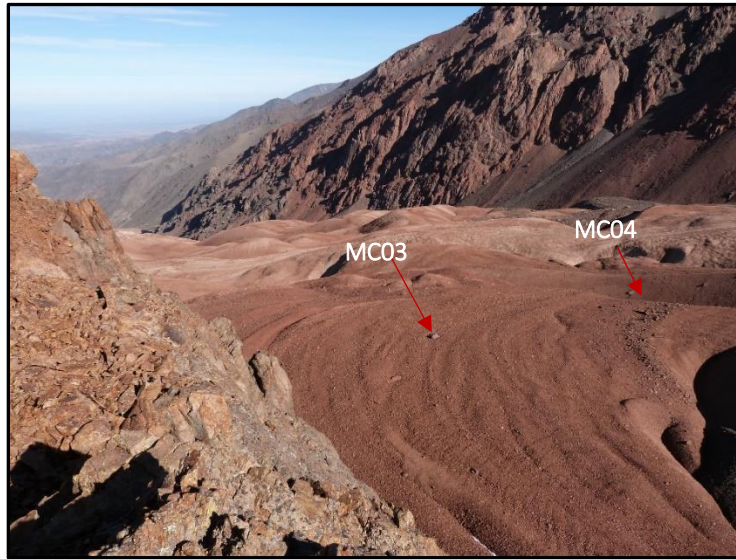


Figura 4.12: MC 03 y 04 en Balcón II.

El punto MC05 presenta casi desplazamiento nulo y esto se debe a que es un afloramiento rocoso, cercano a Balcón II, que funciona como punto fijo y su movimiento se encuentra cerca del error del instrumento.

Los puntos de control MC 06, 07, 08, 09 y 10 (*figura 4.13*) son los que se encuentran a mayor altitud, por encima de Balcón II. Los primeros 4 se ubican en una misma transecta pero en cuatro lóbulos distintos y bien diferenciados geomorfológicamente. Por el contrario, el MC10 se halla sobre un frente de crestas en donde se evidencia una dinámica importante. La *tabla 4.2* contiene las velocidades para dichos puntos.

Los cuatro puntos que se encuentran sobre la misma transecta tienen un comportamiento muy similar tanto en la vertical como en las direcciones horizontales. El MC06 es el que evidencia menor dinámica en las tres velocidades existentes (VD, VS y VE). Cabe destacar que la zona de aporte del lóbulo (*figura 4.14*) en donde se encuentra emplazado este punto, proviene de un valle lateral (*figura 4.15*) y no del central. Esto podría originar un mayor rozamiento y, por ende, un retardo en su movimiento. Además, en este lóbulo no se han encontrado evidencias de grandes relictos de hielo en su interior como en los otros puntos de control de la transecta. Estos pueden ser los factores de por qué presenta un movimiento relativamente diferenciado con respecto a los otros.

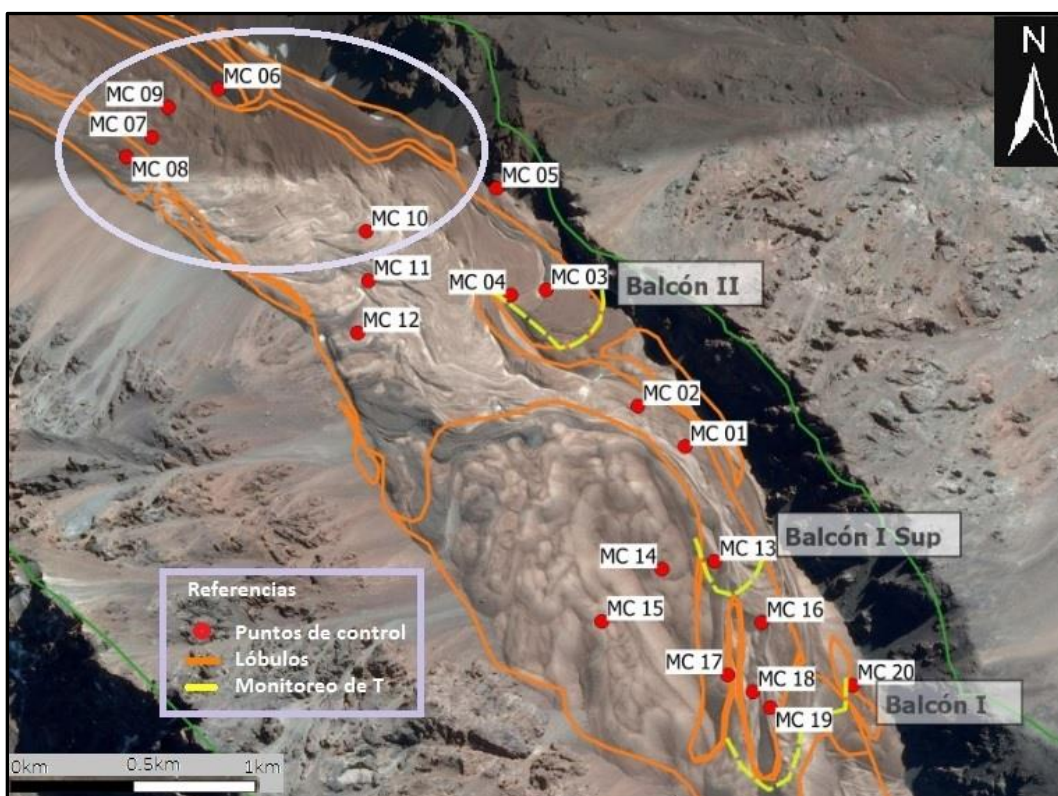


Figura 4.13: Ubicación de los puntos MC 06, 07, 08, 09 y 10.

Velocidades [metros / año]									
Punto de control		período 1-2 (Oct 2013- May 2014)		período 1-3 (Oct 2013- Nov 2014)		período 1-4 (Oct 2013- May 2015)		período 1-5 (Oct 2013- Feb 2016)	
		[m/a]	RMS	[m/a]	RMS	[m/a]	RMS	[m/a]	RMS
MC06	VD	0.120	0.007	0.059	0.009	0.134	0.006	0.181	0.007
	VS	0.537	0.001	0.601	0.003	0.547	0.002	0.512	0.003
	VE	0.895	0.001	0.819	0.003	0.834	0.002	0.825	0.002
MC07	VD	0.204	0.008	0.130	0.009	0.241	0.006	0.289	0.007
	VS	0.961	0.002	1.016	0.003	0.962	0.002	0.928	0.003
	VE	1.613	0.002	1.535	0.003	1.548	0.002	1.535	0.002
MC08	VD	0.192	0.008	0.146	0.009	0.232	0.006	0.299	0.007
	VS	0.816	0.001	0.869	0.003	0.816	0.002	0.785	0.003
	VE	1.502	0.002	1.411	0.003	1.420	0.002	1.408	0.002
MC09	VD	0.265	0.009	0.204	0.009	0.263	0.007	0.307	0.007
	VS	0.897	0.002	0.972	0.003	0.923	0.002	0.897	0.003
	VE	1.473	0.002	1.399	0.003	1.421	0.002	1.411	0.002
MC10	VD	0.112	0.006	0.050	0.008	0.149	0.006	0.172	0.007
	VS	0.955	0.001	1.004	0.003	0.958	0.002	0.925	0.003
	VE	1.238	0.001	1.140	0.003	1.171	0.002	1.158	0.002

Tabla 4.2: Velocidades de desplazamiento en metros por año correspondientes de los puntos de control MC 06, 07, 08, 09 y 10.



Figura 4.14: Lóbulo que contiene el MC06.

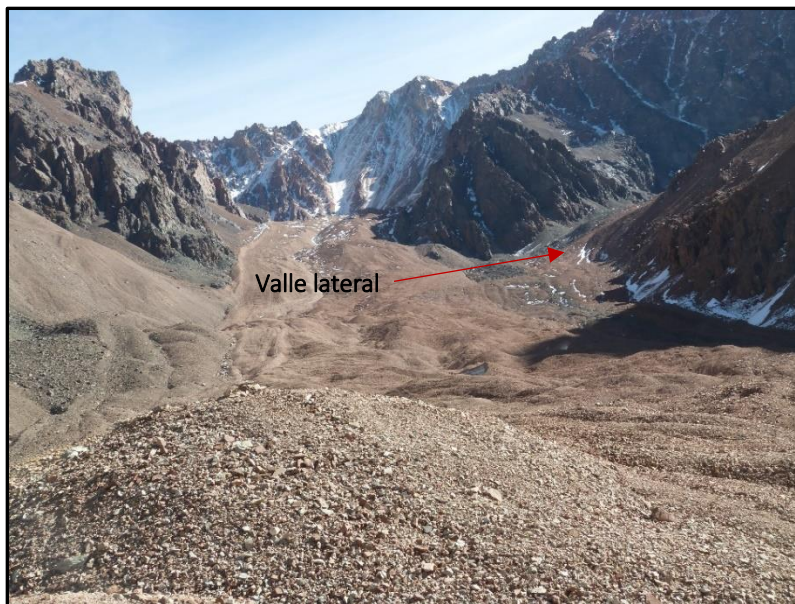


Figura 4.15: Valle lateral.

Los bloques de monitoreo MC 07, 08 y 09 revelan una desaceleración en VD en el período 1-3, que luego se compensa hacia los otros dos con una aceleración progresiva. En cuanto a la VS se observa que estas son de carácter similar a lo largo del tiempo pero, en caso contrario a la VD, manifiesta un pequeño aumento de la velocidad en la segunda etapa

(período 1-3) de medición. La VE, para estos mismos puntos, también revela una disminución de la velocidad en la segunda fase pero en una pequeña magnitud, ya que las VE, comparativamente entre los períodos, se observan muy semejantes entre sí.

El punto de control MC10 pertenece a un lóbulo que tendría su génesis en la unión de los otro dos que se ubican más arriba, en donde se sitúan los puntos MC07 y MC09. En el campo se observan grandes crestas que evidencian la criodinámica del sector y así lo demuestran las velocidades como resultados de las mediciones con *GPS*. Este punto se mueve a razón de 1 m por año en dirección sur y este pero muy poco en profundidad 0,10 m. Cabe destacar que es un punto que mantiene sus velocidades VD, VS y VE muy estables, es decir con muy poca variación entre períodos. Solo se observa una desaceleración en un 50%, aproximadamente, de la VD en la segunda etapa de medición, que luego revierte en el período 3-4, acelerándose casi el triple.

En la *figura 4.16* se expone la ubicación para los puntos MC 11, 12, 13, 14 y 15. Los bloques MC 11 y MC 12 se encuentran cercanos a Balcón II, mientras que MC 13 se encuentra cercano a Balcón I Superior. Los puntos MC 14 y 15 se encuentran en dos lóbulos que pertenecen a una zona bastante inactiva del litoglaciario evidenciado por la geomorfología suavizada de la superficie, desarrollada en el capítulo 3, y validado por los datos obtenidos de las mediciones *GPS* (*tabla 4.3*).

Los sitios de monitoreo MC 11 y 12 pertenecen a dos lóbulos pequeños que tendrían un origen criogénico con material proveniente de los taludes (*figura 4.17*) de la margen izquierda del valle.

El punto de control MC11 tienen mayor movilidad hacia el sur y este y muy poco movimiento en la vertical. Las velocidades VS y VE se mantienen cuasi constantes durante los 3 años de medición, mientras que la VD revela una disminución de la velocidad en una proporción de la más de la mitad en el período 1-3. Ya hacia el período siguiente la velocidad casi se duplica, volviendo a ocurrir algo análogo hacia la última etapa.

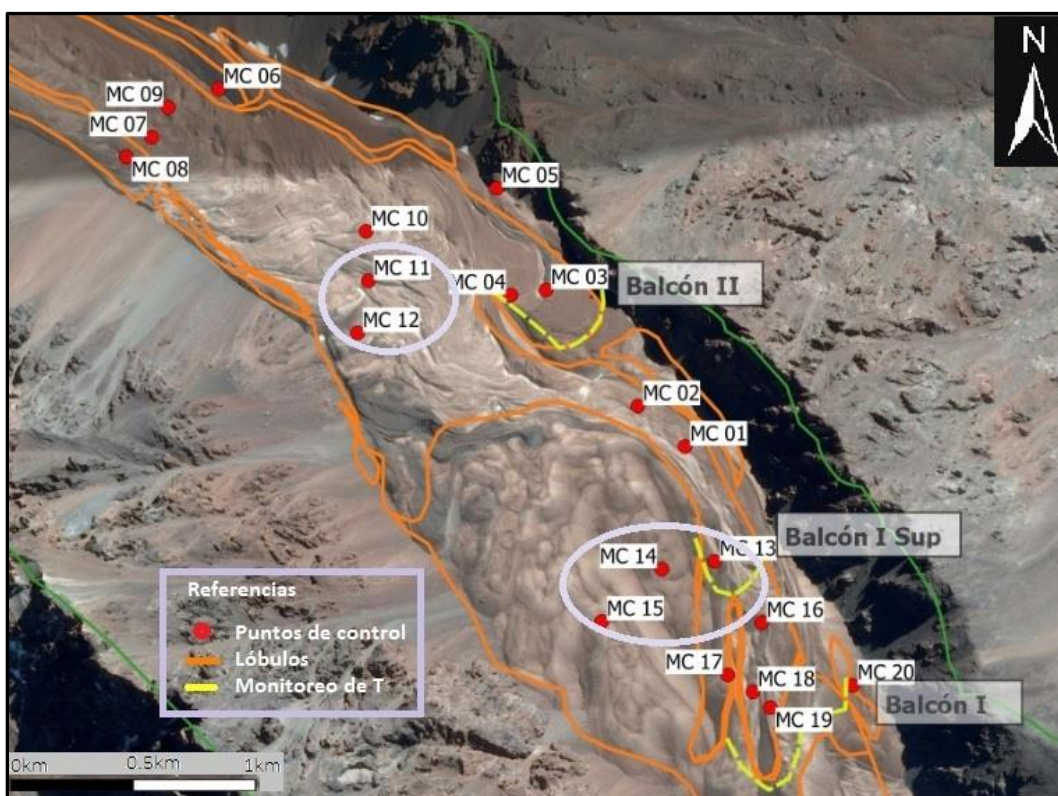


Figura 4.16: Ubicación de los puntos MC 11, 12, 13, 14 y 15.

Velocidades [metros / año]									
Punto de control		período 1-2 (Oct 2013- May 2014)		período 1-3 (Oct 2013- Nov 2014)		período 1-4 (Oct 2013- May 2015)		período 1-5 (Oct 2013- Feb 2016)	
		[m/a]	RMS	[m/a]	RMS	[m/a]	RMS	[m/a]	RMS
MC11	VD	0.094	0.007	0.043	0.008	0.077	0.006	0.142	0.007
	VS	0.516	0.001	0.593	0.003	0.535	0.002	0.507	0.003
	VE	0.575	0.001	0.513	0.003	0.527	0.002	0.522	0.002
MC12	VD			-0.063	0.008	-0.012	0.006	0.043	0.007
	VS	S/N		0.515	0.003	0.460	0.002	0.428	0.003
	VE			0.117	0.002	0.124	0.002	0.122	0.002
MC13	VD	0.087	0.006	0.029	0.007	0.112	0.006	0.170	0.007
	VS	0.409	0.001	0.447	0.003	0.396	0.002	0.346	0.003
	VE	0.118	0.001	0.070	0.002	0.082	0.002	0.076	0.002
MC14	VD			-0.033	0.007	0.027	0.006	0.078	0.007
	VS	S/N		0.054	0.003	-0.004	0.002	-0.033	0.003
	VE			-0.042	0.002	-0.031	0.002	-0.037	0.002
MC15	VD			-0.051	0.008	0.016	0.006	0.082	0.007
	VS	S/N		0.054	0.002	-0.004	0.002	-0.030	0.003
	VE			-0.043	0.002	-0.034	0.002	-0.040	0.002

Tabla 4.3: Velocidades de desplazamiento en metros por año correspondientes de los puntos de control MC 11, 12, 13, 14 y 15.



Figura 4.17: Taludes que proveen material al glaciar de escombros.

El MC12 no presenta medición durante el primer período. Esto se debe a que durante la segunda campaña (mayo 2014) no se contaba con el equipamiento la cantidad de días suficientes para medir la totalidad de los puntos. Es por ello que se priorizaron zonas en donde existiera mayor interés criodinámico. Esto también ocurre para los puntos MC 14, 15, 17, 18 y 19.

El MC12 evidencia una insignificante aceleración hacia arriba en la vertical para los períodos 1-3 y 1-4, revirtiéndose esta situación hacia el último período. En lo que respecta a la VS, se va desacelerando con el transcurso del tiempo, mientras que la VE señala una pequeña aceleración.

Los lóbulos en donde se encuentran los puntos MC 11 y MC12 reciben el empuje de la zona de talud y se acoplan al movimiento de los lóbulos mayores que se encuentran en el centro del valle.

Cercano a Balcón I superior se encuentra el punto MC13, como ha sido mencionado con anterioridad. Este punto tiene un movimiento evidente en el sentido sur pero no presenta grandes movimientos ni en la vertical ni en sentido este.

En la *tabla 4.3* se puede observar que tanto el MC14 como el MC15 presentan desplazamientos insignificantes en las tres componentes, tratándose de lóbulos inactivos. Importante de mencionar es que este estado ya fuera evidenciado por Barsch y King en el año 1985 (Barsch y King, 1989). Así mismo, permite deducir que este sector ya no tiene evidencias de macroprocesos periglaciales, se necesitaría un estudio geofísico nuevo para detectar permafrost actual o relíctico, información que está planificada de obtener con un proyecto DFG con Alemania.

Los puntos de control de menor altitud son MC 16, 17, 18, 19 y 20 ubicado al frente del glaciar de escombros (*figura 4.18*).



Figura 4.18: Ubicación de los puntos MC 16, 17, 18, 19 y 20.

En la *tabla 4.4* se observa la criodinámica de los últimos cinco puntos de control, evidenciada por las velocidades (VD, VS y VE) obtenidas a los largo de las diferentes campañas.

Velocidades [metros / año]									
Punto de control		período 1-2 (Oct 2013- May 2014)		período 1-3 (Oct 2013- Nov 2014)		período 1-4 (Oct 2013- May 2015)		período 1-5 (Oct 2013- Feb 2016)	
		[m/a]	RMS	[m/a]	RMS	[m/a]	RMS	[m/a]	RMS
MC16	VD	0.782	0.006	0.626	0.007	0.742	0.006	0.818	0.007
	VS	3.068	0.001	2.977	0.003	2.984	0.002	2.970	0.003
	VE	-0.239	0.002	-0.280	0.002	-0.299	0.002	-0.332	0.002
MC17	VD	S/N		-0.036	0.007	0.024	0.006	0.017	0.038
	VS			0.054	0.003	-0.003	0.002	-0.013	0.009
	VE			-0.036	0.002	-0.031	0.002	-0.025	0.023
MC18	VD	S/N		0.822	0.007	0.880	0.006	0.939	0.007
	VS			2.598	0.003	2.557	0.002	2.511	0.003
	VE			0.293	0.002	0.303	0.002	0.292	0.002
MC19	VD	S/N		0.311	0.007	0.372	0.006	0.487	0.007
	VS			2.541	0.003	2.516	0.002	2.485	0.003
	VE			0.215	0.002	0.239	0.002	0.236	0.002
MC20	VD	0.013	0.007	0.039	0.007	-0.020	0.006	-0.038	0.007
	VS	0.014	0.001	-0.049	0.003	0.004	0.002	0.026	0.003
	VE	0.020	0.001	-0.030	0.002	-0.026	0.002	-0.040	0.002

Tabla 4.4: Velocidades de desplazamiento en metros por año correspondientes de los puntos de control MC 16, 17, 18, 19 y 20.

El punto MC16 se encuentra sobre un lóbulo sobreimpuesto que presenta estructura caótica. El sistema está perdiendo su función activa y se encuentra en una etapa de transición rumbo hacia un sistema inactivo. Es por ello que la VD y VE muestran un dinamismo muy poco significativo frente a la VS, siendo esta más significativa de todos los puntos de control, alcanzando una velocidad máxima de 3 m/a.

El MC17 se encuentra casi inactivo, tiene un comportamiento similar al de MC15 y MC14, ya que el lóbulo en donde se encuentra podría corresponder a una geoforma mayor que incluya los dos puntos anteriores.

En cuanto al MC 18 y 19, se puede afirmar que, junto al MC16, son los que presentan mayor movimiento en todo el litoglaciár, entre 2,4 m y casi 3 m por año en sentido sur. Este

desplazamiento en sentido sur puede deberse a la desestabilización de los frentes producto de la pérdida de hielo y profundización del permafrost. Se registra poco movimiento en dirección este, siendo mayor la velocidad en la vertical.

El MC20, como el MC05, es un afloramiento rocoso que oficia de punto fijo por eso su movimiento se lo considera casi nulo.

A modo gráfico, en la *figura 4.19* se observa un mapa realizado con el *software Matlab* en donde se representan los módulos (este-sur) de los desplazamientos totales (exagerados 8 veces para su apreciación) en la horizontal, dirección sur y este, en metros. Aquí queda evidenciado, visualmente, la criodinámica que presenta el litoglaciador Morenas Coloradas.

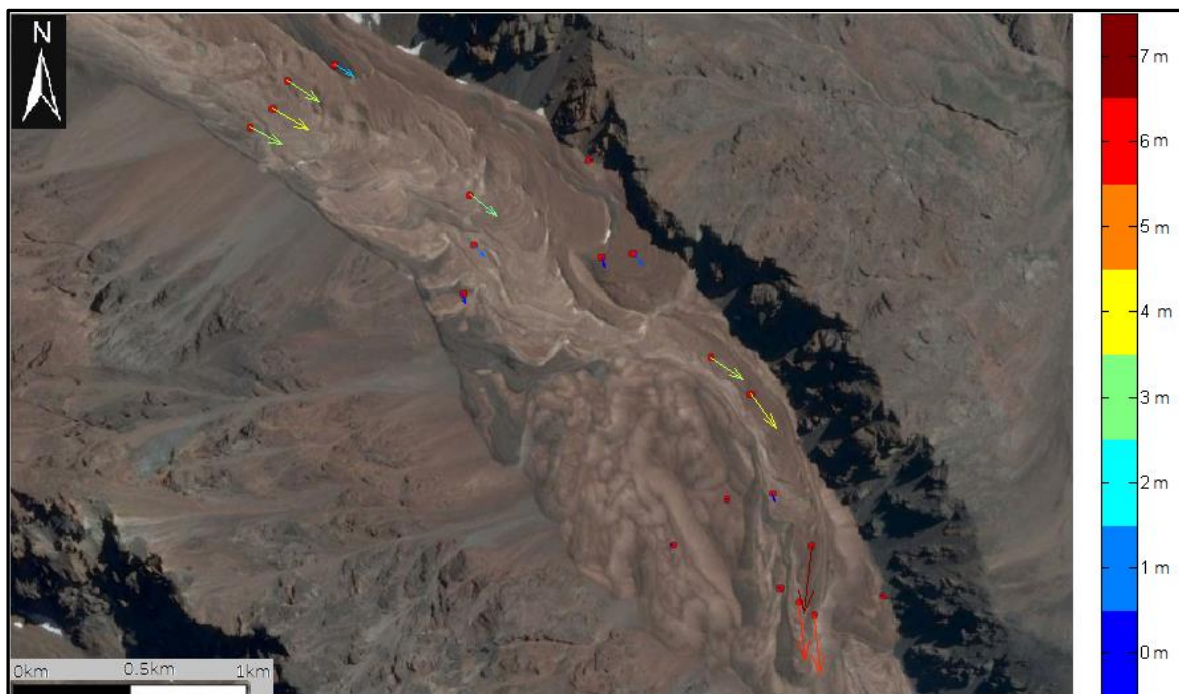


Figura 4.19: Desplazamientos totales exagerados 8 veces.

A diferencia de las tablas presentadas anteriormente que revelan las velocidades de los puntos de control en los diferentes períodos, la *tabla 4.5* muestra, además del módulo de los desplazamientos en la horizontal ($|\text{sur-este}|$), los resultados de los desplazamiento este, sur y el hundimiento que tuvo cada punto en total en las 5 campañas (833 días).

Desplazamiento total (m/833 días)				
Puntos	Este	Sur	sur-este	Profundidad
MC01	2.57	3.42	4.28	0.64
MC02	3.13	2.12	3.79	1.04
MC03	0.95	1.20	1.53	0.43
MC04	0.27	0.97	1.01	0.46
MC05	0.08	0.07	0.11	0.18
MC06	1.88	1.17	2.22	0.41
MC07	3.50	2.12	4.09	0.66
MC08	3.21	1.79	3.68	0.68
MC09	3.22	2.05	3.82	0.70
MC10	2.64	2.11	3.38	0.39
MC11	1.19	1.16	1.66	0.32
MC12	0.28	0.98	1.02	0.10
MC13	0.17	0.79	0.81	0.39
MC14	-0.08	-0.08	0.11	0.18
MC15	-0.09	-0.07	0.11	0.19
MC16	-0.76	6.78	6.82	1.87
MC17	-0.06	-0.03	0.06	0.04
MC18	0.67	5.73	5.77	2.14
MC19	0.54	5.67	5.70	1.11
MC20	-0.09	0.06	0.11	0.09

Tabla 4.5: Desplazamientos totales en dirección este, sur y profundidad.

4.5. Discusiones

Los resultados obtenidos indican que existen tres estados en el glaciar de escombros Morenas Coloradas: uno activo, otro en transición hacia una inactividad y, por último, uno inactivo.

La mayoría de los puntos de control que se encuentran en lóbulos activos son los que están a mayor altitud.

En la transecta superior, los puntos de control MC 6, 7, 8 y 9 se comportan en forma similar y tienen movimientos considerables en la componente horizontal hacia el sur. Cercanos a estos puntos se hallan relictos de hielo masivo que alimentan al glaciar de escombros en esta zona. Si bien los puntos de control que se encuentran en los laterales del valle exhiben una diferencia mínima de velocidad producto del rozamiento con estos, cabe destacar que

a esta altura (3800 m aprox.) el litoglaciario no presenta saltos de pendientes ni tampoco curvaturas, pudiendo movilizar a los cuatro lóbulos casi solidariamente el uno con el otro.

Por otro lado, velocidades más altas de desplazamientos fueron detectadas en la parte inferior del litoglaciario (MC 16, 18 y 19), en Balcón I y Balcón I Superior. Esto se observa por la gran cantidad de estructuras de colapso que presenta (estructura caótica). Seguramente, desestabilización en los frentes provocan esta alta tasa de velocidad y profundización del tope de permafrost. Este último comportamiento, evidenciado por las temperaturas del suelo que se desarrollarán en el capítulo siguiente, indica que la reacción del permafrost a las variaciones climáticas depende en gran medida de la cantidad de hielo presente en los sedimentos. Se podría decir que el aumento de la temperatura del suelo conduce a una aceleración progresiva de los cuerpos, relacionando los datos obtenidos de los GPS con los datos obtenidos de las perforaciones del suelo.

Una zona prácticamente inactiva se diferencia en el lateral inferior izquierdo. Este sitio involucra a los puntos MC14, 15 y 17 que presentan una morfología completamente suavizada y una criodinámica insignificante, casi dentro del error del GPS.

Como se observa en todas las *tablas* del apartado de resultados, los errores son muy bajos. Esto se debe a la cantidad de horas (48) que midió el GPS en cada lugar, ocasionando mucha precisión; lo que permite deducir que el método es superior al de corta duración. Además, la cantidad de estaciones base utilizadas (6) minimizó notablemente el error.

Algunos autores utilizan la metodología “*fast static*” (estático rápido) para la medición de criodinámica. Martini *et al.* (2014) en la Cordillera Oriental, Argentina, y Brenning *et al.* (2013) en los Andes Centrales chilenos, obtuvieron desplazamientos de hasta 1.5 m y 1.3 m por año respectivamente, mediante este método, que es efectivo cuando las líneas de base son cortas (< 20 km). Estos desplazamientos son coincidentes algunos de los medidos en Morenas Coloradas.

Si bien algunos trabajos proponen redes geodésicas de más de 50 puntos (Brenning *et al.*, 2013), esto no es factible con líneas de base prolongadas (> 20 km) como ocurre en Morenas Coloradas, en donde el método estático proporciona largas mediciones (48 horas) de los puntos de control para la obtención de datos confiables. Además, Blewitt y Lavallée (2002)

recomiendan mediciones de dos años y medio como intervalo mínimo de datos para las soluciones de velocidades precisas destinadas, por ejemplo, a la interpretación tectónica o la producción de referencias. Es por ello que en esta tesis doctoral se utilizaron estaciones base estables, que proporcionan gran cantidad de años de medición continua y otorgan datos muy confiables sobre su posicionamiento.

Todos los puntos presentan movimientos en profundidad, exhibiendo, la gran mayoría, un hundimiento. Por este motivo es que se concluye que todo el glaciar de escombros ha sufrido adelgazamiento por procesos de pérdida de hielo (pérdida de volumen), buscando la estabilidad del sistema adquiriendo un nuevo equilibrio que se acomoden a las nuevas condiciones climáticas.

4.6. Conclusiones

La sucesión de 5 campañas han permitido la obtención de datos de movimiento en los puntos de control, distribuidos a lo largo y ancho del litoglaciario, representativos de determinados lóbulos de interés geocriológico, obteniendo información del comportamiento criodinámico de Morenas Coloradas.

Un número suficiente de puntos es absolutamente necesario para obtener una buena apreciación de los movimientos que afectan a los cuerpos sedimentarios. Además es importante contar con gran cantidad de estaciones *GPS* “base” para minimizar el error de la medición. También, cuanto mayor cantidad de horas permanezcan los *GPS* en los sitios de monitoreo, mayor será la precisión.

Entre los resultados geomorfológicos más interesantes obtenidos se encuentra el hecho de que dentro de la mesoforma Morenas Coloradas existen diferentes lóbulos que la componen y que tienen distinta criodinámica. Varios factores son los que influyen en estos resultados. Uno de los más importantes es la altitud en donde se ubican los puntos de control, ya que la temperatura del aire tiene una incidencia directa sobre la geoforma, la viscosidad y cambios de estado del hielo subterráneo en interacción con los sedimentos.

Aportes laterales de taludes, valles laterales que culminan en el valle central del Morenas Coloradas evidenciando distintas zonas de aporte de material, desplazamientos

horizontales, movimientos en la vertical constatando el adelgazamiento de algunas zonas por derretimiento del hielo en profundidad o por colapso de estructuras y frente, depresiones de termokarst, surcos y crestas transversales al movimiento y la alternancia de sucesivas capas (lóbulos) son indicios de una dinámica compleja.

El GPS diferencial, a través del método estático (larga duración), ha demostrado ser una herramienta eficiente para el estudio de la criodinámica del glaciar de escombros Morenas Coloradas.

Capítulo 5: Temperatura del suelo

En este capítulo 5 se desarrolla la temperatura del suelo en detalle para poder relacionarla con la variabilidad climática y con la criodinámica en las conclusiones generales. En primer lugar se introduce a la temática exponiendo los efectos que inciden en las temperaturas de las zonas de monitoreo. Luego, un apartado de antecedentes presenta trabajos realizados tanto local como internacionalmente. Posteriormente, se especifican los materiales juntos con los métodos empleados para la medición de las temperaturas. Finalmente, los resultados obtenidos otorgan la relación de la temperatura del subsuelo con las variaciones en el espesor de la capa activa.

5.1. Introducción

Las temperaturas en el glaciar de escombros Morenas Coloradas han sido monitoreadas desde el año 1989 en forma discontinua (existe un faltante de datos, “gap”, de algunos años). En tesis doctoral se han utilizados las curvas de temperatura a partir del año 2013.

Las temperaturas del suelo son analizadas para caracterizar los cambios en el *permafrost*. La metodología consiste en la instalación de termistores y *data logger* en tres zonas piloto que se encuentran a diferentes alturas: Balcón I (3550 msnm), Balcón I superior (3590 msnm) y Balcón II (3770 msnm) (figura 5.1). Dichos instrumentos fueron introducidos a distintas profundidades en cada zona de monitoreo obteniendo diversos datos con los cuales se elaboraron curvas de temperatura. Estas curvas contienen la información de lo que ocurre en el glaciar de escombros, facilitando la interpretación de su interior.

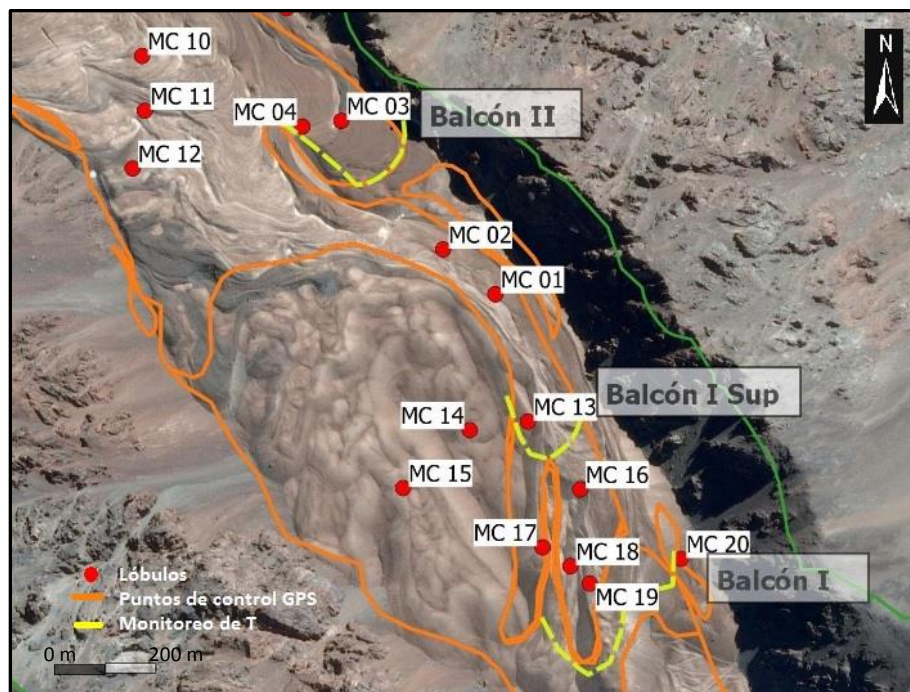


Figura 5.1: Ubicación de las zonas de monitoreo de temperatura Balcón I, Balcón I superior y Balcón II.

Las variaciones de temperatura en el suelo, en superficie o cercana a ella, son predominantemente influenciadas por la temperatura ambiente sobre todo en los meses de verano. Cabe destacar que las características del crio-suelo también influyen en dichas variaciones. El material de mayor granulometría (bloques) del glaciar de escombros, que se encuentra en la superficie y cercano a ella, responde con mayor facilidad al cambio de temperatura de superficie debido a los espacios vacíos de gran tamaño que existen entre el mismo (Goshorn, 2012).

El "efecto Balch" (Balch, 1900) o "efecto de ventilación" se basa en la idea de una sustitución del aire caliente por aire frío en los espacios vacíos de los bloques debido a la diferencia de densidad entre las dos masas de aire (mecanismo de convección) y se piensa que es un factor importante en la formación de glaciares de escombros (Balch, 1900) (in fide Barch, 1996) y, por lo general, ocurre cuando la cobertura de nieve es discontinua o casi nula.

Los glaciares de escombros han sido reconocidos por su importancia hidrológica y ecológica en un clima de calentamiento, particularmente los correspondientes a climas semi-desérticos donde estos son comunes (Azocar y Brenning, 2010). La mayoría están en desequilibrio con climas rápidamente cambiantes, por lo que es probable que tengan respuestas hidrológicas relativamente estables y se conviertan en reservorios de agua dulce en estos ambientes (Schrott, 1996).

La precipitación nival genera una cobertura nival en los meses más fríos. En zonas donde la cobertura nival es continua y tiene gran espesor (~0.6 m) (Hansen y Hoelzle, 2004), se genera un aislamiento de la temperatura atmosférica, impidiendo el paso de aire frío al interior del litoglaciar. En el caso de Morenas Coloradas, esta precipitación ha ido decreciendo y esa cobertura, además de poseer poco espesor, no tiene gran duración en el tiempo. Por lo tanto el aire frío puede ingresar al litoglaciar favoreciendo la disminución de las temperaturas de subsuelo.

El objetivo principal de este capítulo es poder inferir el comportamiento del tope de *permafrost* desde el año 2013 hasta el año 2016 en relación a la variabilidad climática.

5.2. Antecedentes

Los primeros estudios de temperaturas se hicieron a principios de los 80 en la Lagunita del Plata por Trombotto.

Entre los años 1989 y 1992 los primeros datos de temperatura (*figura 5.2*) en Balcón I (Morenas Coloradas) se obtenían a través de mediciones con el equipo inglés denominado *Grant*.

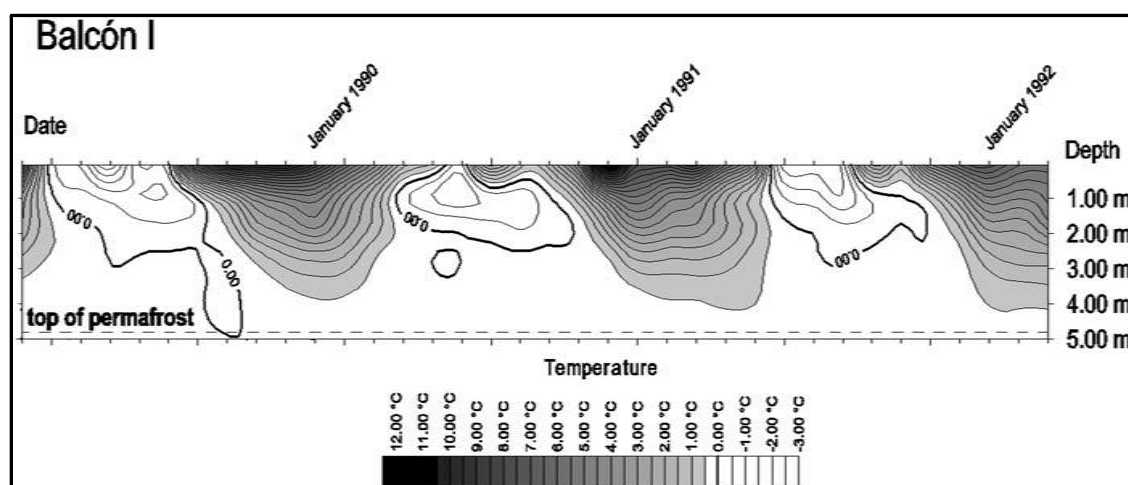


Figura 5.2: Tendencia de temperaturas en Balcón I entre 1989 y 1992 (Trombotto et al., 1999).

Como se ha mencionado con anterioridad el Dr. Darío Trombotto realizó un seguimiento de monitoreo de temperaturas del suelo en el glaciar de escombros Morenas Coloradas durante muchos años.

Trombotto junto al técnico José Hernandez han sido los pioneros en la utilización de la técnica de monitoreo de tope de *permafrost* y capa activa con termistores y *data loggers* en la zona de Vallecitos y Sudamérica.

En el año 2002 se publica un artículo sobre la perforadora diseñada por Hernandez que colaboró en forma significativa a la instalación de los sensores de temperatura, idea pensada por el Dr. Trombotto para la determinación de espesores de capa activa y tope de *permafrost*, así como también el monitoreo de lo que ocurre en el interior del litoglaciar.

A partir del 2004 Trombotto comienza a detectar cambios en la capa activa, observando que el tope de *permafrost* se encontraba a mayor profundidad en Balcón I que en años anteriores.

Hacia el año 2006, se agregaron nuevas zonas de monitoreo y más sensores aplicando el método desarrollado por Hernández (2002) para la perforación de los sitios de interés. Luego se pudieron obtener datos continuos del año 2004 al 2008 y Trombotto realizó curvas en un gráfico comparativo para observar bien los cambios de profundización de tope de *permafrost* que había empezado a detectar desde el año 2004 (figura 5.3).

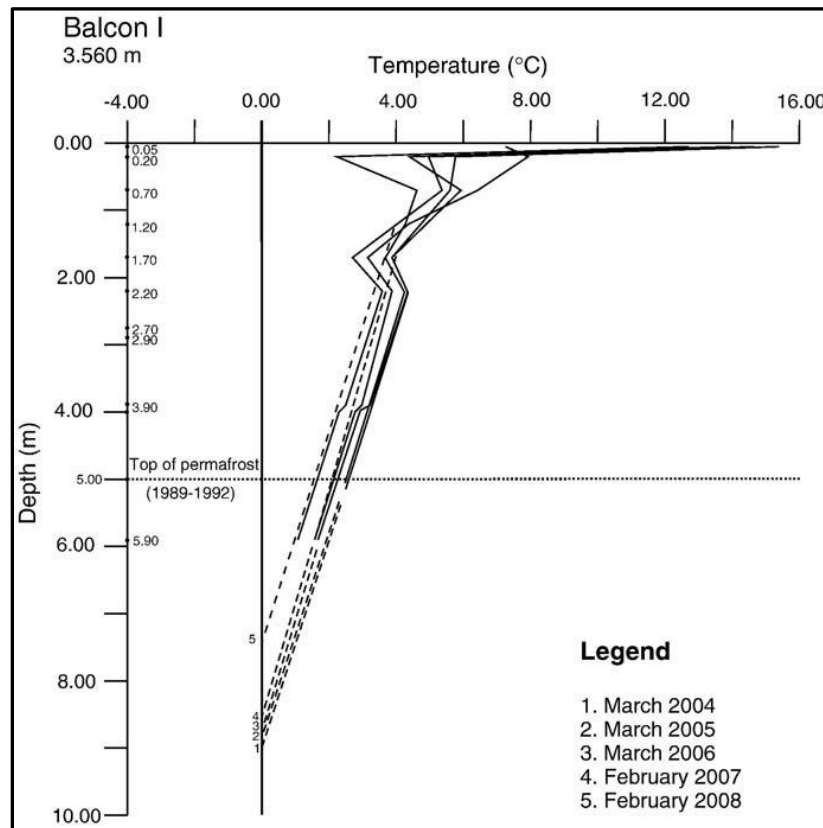


Figura 3: Evolución de las temperaturas en la capa activa entre 2004 y 2008. La línea de puntos (línea extrapolada) representa la tendencia y la hipotética evolución del tope de *permafrost*. En la línea vertical (profundidad) se indican la posición de los termistores. (Trombotto et al., 2009).

En los años 2005 y 2006 se observan reducciones en los ángulos de los frentes comparado a años anteriores en donde los ángulos alcanzaban hasta 40°.

En Balcón II, en cambio, las rectas generadas por Trombotto (*figura 5.4*) muestran un tope de *permafrost* mucho más cercano a la superficie para los años 2004 al 2007. También desde el año 2001 empezó a detectar hielo en los *termokarst*. Hacia el 2006 esos hielos se encontraron más reducidos alertando sobre la rápida degradación de los mismos. En ese entonces se encontraban gran cantidad de *termokarst* activos en los alrededores de Balcón II y en algunos se observaba una importante cobertura de criosedimentos (Trombotto *et al.*, 2009).

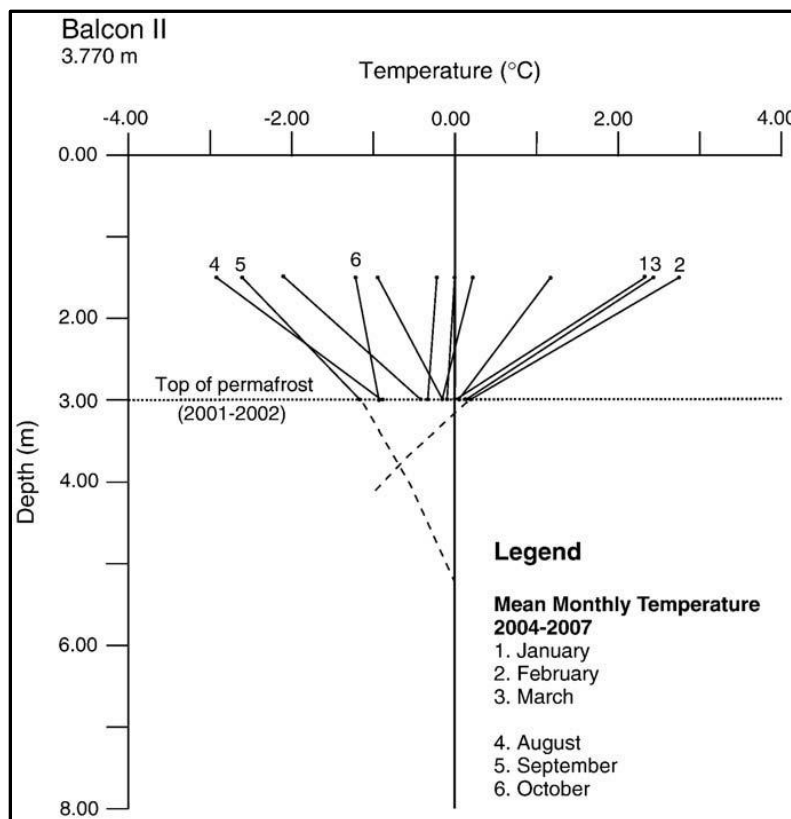


Figura 5.4: Balcón II, tendencia de las temperaturas medias mensuales en la capa activa 2004-2007.

Las líneas de puntos (información extrapolada) corresponden a las curvas exponenciales representando las temperaturas máximas y mínimas. (Trombotto *et al.*, 2009).

En el ámbito internacional, ya en el año 1990 Daniel Vonder Mühl y Wilfried Haeberli estudiaban las temperaturas de subsuelo en glaciares de escombros en los Alpes suizos. Estos lo hacían a través de perforaciones que les permitía introducir termistores dentro del

glaciar de escombros y poder así diferenciar capa activa, *permafrost* y hasta en algunos casos el basamento.

Humlum (1997) primero utilizó MTLs (*miniature temperature loggers*) para investigar el régimen termal a poca profundidad en un glaciar de escombros en Groenlandia. Burn (1998) los utilizó para investigar temperaturas del *permafrost* en Yukon, Canadá. Más tarde, Hoelzle *et al.* (1999) los emplearon en ambiente alpino en Los Alpes. Así mismo, han estado utilizando los MTLs en Noruega, España y otras localidades con *permafrost* discontinuo para investigar las interacciones de las temperaturas entre el interior y la superficie de los glaciares rocosos (Santos-Gonzalez *et al.*, 2009; Juliussen y Humlum, 2008).

Krainer *et al.* (2010) estudiaron las temperaturas de dos glaciares de escombros en la Dolomitas, Italia, colocando sensores de temperatura entre 0.50 m y 1.5 m de profundidad pudiendo detectar que el régimen termal para la capa activa en verano se encuentra controlada por la temperatura del aire, espesor del núcleo congelado, temperatura del hielo, espesor y tamaño de grano (porosidad y permeabilidad) de la capa activa. Durante el invierno, el régimen termal de la capa activa se encuentra adicionalmente influenciada por el espesor de la cobertura de nieve y la duración de la misma.

Kellerer *et al.* en el año 2012 publicaron resultados de estudios de temperatura en glaciares de escombros en Austria mediante la utilización de *UTL-1 miniature temperature dataloggers/MTDs*. Si bien el método utilizado es similar al de Trombotto, este instrumental nunca es emplazado en una profundidad mayor a 1m, pudiendo obtener datos de la parte superior de la capa activa solamente y poder así estudiar la interacción que tiene la misma con la temperatura del aire.

Otros que han estudiado temperatura de subsuelo en glaciares de escombros, sobre todo en la capa activa, han sido Martin Hoelzle (1999) y Susanne Hanson *et al.* (2004) en los Alpes suizos; Javier Santos-González *et al.* (2009) en España; Thomas Buchli *et al.* (2013) en Suiza; F. Acquafredda *et al.* (2014) en Italia; Xiaohai Zhou *et al.* (2014) en los Alpes suizos; Alexander Brening en Chile por varios años, entre otros.

5.3. Materiales y Métodos

Actualmente existen tres zonas de monitoreo en el glaciar de escombros Morenas Coloradas: Balcón I (3560 msnm), Balcón I Superior (3590 msnm) y Balcón II (3770 msnm). Tanto en Balcón I como en Balcón I Superior se han hecho perforaciones y se han colocado termistores. Además, en Balcón I Superior se encuentran instalados *data loggers* para la medición de temperatura como así también se encuentran en Balcón II.

Las perforaciones realizadas en el suelo para la instalación del instrumental son de tipo superficial (hasta 6 m), de acuerdo a la clasificación internacional (Trombotto *et al.*, 2007). Las mismas fueron efectuadas con la metodología de Hernández (2002) con una perforadora a percusión y con un sistema de tubería plástica (*figura 5.5*).



Figura 5.5: Tubería plástica en perforación. Chris Kollas pasante de geocriología (fotografía José Hernández).

La tubería plástica lleva los sensores incorporados a distancias fijadas previamente. Estos pueden ser de tipo termosondas (termistores), que son calibradas en gabinete, o *data loggers* de tipo UTL (precisión = ± 0.1 °C; resolución = 0.27 °C), provenientes de la Universidad de Berna (Suiza).

En el caso de los termistores han sido colocados por Trombotto y Hernández a las siguientes profundidades en Balcón I (*figura 5.6*) (3560 m, 32° 57' 43" S; 69° 22' 19" O): 0.05 m, -0.20 m, -0.70 m, -1.20 m, -1.70 m, - 2.20 m, -2.70 m, -2.90 m, -3.90 m, -4.00 m, -5.00 m y -5.90 m; y en Balcón I superior (3590 m) a: -3.25 m y -4.90 m. En todos los casos el instrumental ha sido instalado en la capa activa por encima del tope de *permafrost*.

Los temistores (*figura 5.7*) son sensores utilizados para medir temperatura, ya que son capaces de indicar una T mediante la variación de la resistencia eléctrica. A través de dichos sensores se obtienen valores de resistencia en *ohm* que luego son transformados a valores de temperatura en °C en gabinete (*Anexo III, ecuación de cálculo de temperatura*).



Figura 5.6: Termistores ubicados en Balcón I (fotografía Hernandez).



Figura 5.7: Termistores GRANT (fotografía Hernandez).

El procedimiento para la toma de datos se lleva a cabo con un tester (*figura 5.8*), el cual permite la obtención de valores de resistencia de cada termistor, en ese preciso momento. Por este motivo es necesario visitar con frecuencia los sitios de monitoreo para ir conociendo el comportamiento térmico a lo largo del año.

Tanto en Balcón I Superior como en Balcón II se han colocado sensores *data logger* también, como se mencionó con anterioridad. En el caso de Balcón I Superior las profundidades a las que han sido colocados son: -3.25 m y -4.70 m.



Figura 5.8: Medición de temperatura mediante el tester (fotografía Hernandez).

En Balcón II (3770 m, 32° 56' 95" S; 69° 22' 49" O) los sensores UTL, 1, 2 y 3 (figura 5.9) fabricados en Suiza y probados en laboratorio, fueron colocados a 1.5 m y 3 m de profundidad. La última es coincidente con el tope de *permafrost* alcanzado en el 2001, fecha en la cual se comienza el monitoreo en este sitio. Este instrumental permite construir un perfil de temperatura de subsuelo y evaluar su evolución. Además permite detectar presencia de *permafrost*.

El técnico José Hernández, de la unidad de geocriología, ha realizado una perforadora de trama abierta que permitió la colocación de los *data loggers* a grandes profundidades.

Los *data loggers* tienen la capacidad de almacenar los datos de temperatura en una memoria interna. A través de un *software* en gabinete se programan los *data loggers* para tomar datos cada 4 horas, en este caso, en forma continua a lo largo del año.

En el campo se deben ubicar las zonas de monitoreo y realizar el recambio del instrumental. Los *data loggers* que tiene los datos de temperatura almacenados son llevados al gabinete para la extracción de la información mediante el *software* UTL-3, y se dejan instalados otros vacíos para que comiencen con la nueva toma de datos.



Figura 5.9: UTL utilizados (fotografía Hernandez).

Es importante destacar que en todos los casos la medición de las temperaturas debe realizarse durante los meses de verano, más precisamente en marzo ya que se encontrará el máximo espesor de capa activa y eso otorgará la máxima profundidad del tope de *permafrost*.

Una vez que se tienen todos los datos de temperatura, ya sea de los termistores o de los *data loggers*, se generan tablas en *Excel* para cada zona de monitoreo. Luego se procede a generar las curvas/rectas de temperatura con el *software Grapher*. Este programa es una herramienta que representa gráficamente funciones matemáticas. El mismo consta con diferentes sistemas de coordenadas y en este caso utilizamos la bidimensional, creando funciones 2D.

5.4. Resultados

El monitoreo de temperatura que se realiza año tras año en el glaciar de escombros Morenas Coloradas es muy importante poder observar las variaciones que ocurren en los

espesores de la capa activa (*tabla 5.1*). El análisis de la misma otorga la profundidad a la que se encuentra el *permafrost sensu stricto*.

Monitoring Site	Region	Location	A (m)	Method		2008	2009	2010	2011 (abril)	2012	2013	2014 (abril)	2015	2016
Balcón I (Mendoza)	Cordón del Plata, Cordillera Frontal, Central Andes	S 32° 57' 43" W 69° 22' 19"	3560	Tex, G	TP	7,5	7,8	8,6		7,4	7,7		8	7,8
				Bth, G	AL	*	*	*	*	*	*	*	*	*
Balcón I Superior (Mendoza)	Cordón del Plata, Cordillera Frontal, Central Andes	S 32° 57' 18" W 69° 22' 14"	3586	D	TP									
				Bth, G	AL	5,2	5,3	5,4	5,5	5,4	5,7	6,2	6,1	
Balcón II (Mendoza)	Cordón del Plata, Cordillera Frontal, Central Andes	S 32° 56' 95" W 69° 22' 49"	3770	Bth, D	TP									
				G, Tex	AL	3	3,2	3,3	3,2	3,3	3,4	3,5	3,4	

Tabla 5.1: Espesor de capa activa para las zonas de monitoreo Balcón I, Balcón I Superior y Balcón II. (Trombotto y Bottegai, 2017).

A continuación se analizarán los datos de temperatura de cada una de las tres zonas de monitoreo: Balcón I, Balcón I Superior y Balcón II.

5.4.1. Balcón I

En el caso de Balcón I, algunos cambios fueron notados a partir del año 2004, donde se detecta una profundización muy marcada del tope de *permafrost* y el engrosamiento de la capa activa. El tope de *permafrost* está interpretado gráficamente a través de una interpolación lineal (*X-Y linear plot*).

El corte de la isoterma de 0 °C para el año 2013 se interpreta hipotéticamente a la profundidad de 7.5 m aproximadamente (*figura 5.10*). Como las máximas profundidades en donde se encuentran los termistores son de 5 m y 6 m en este caso, es que se necesitan

generar rectas de regresión utilizando los valores de los termistores para determinar, controladamente, tope de *permafrost* o corte en la isoterma de 0°C.

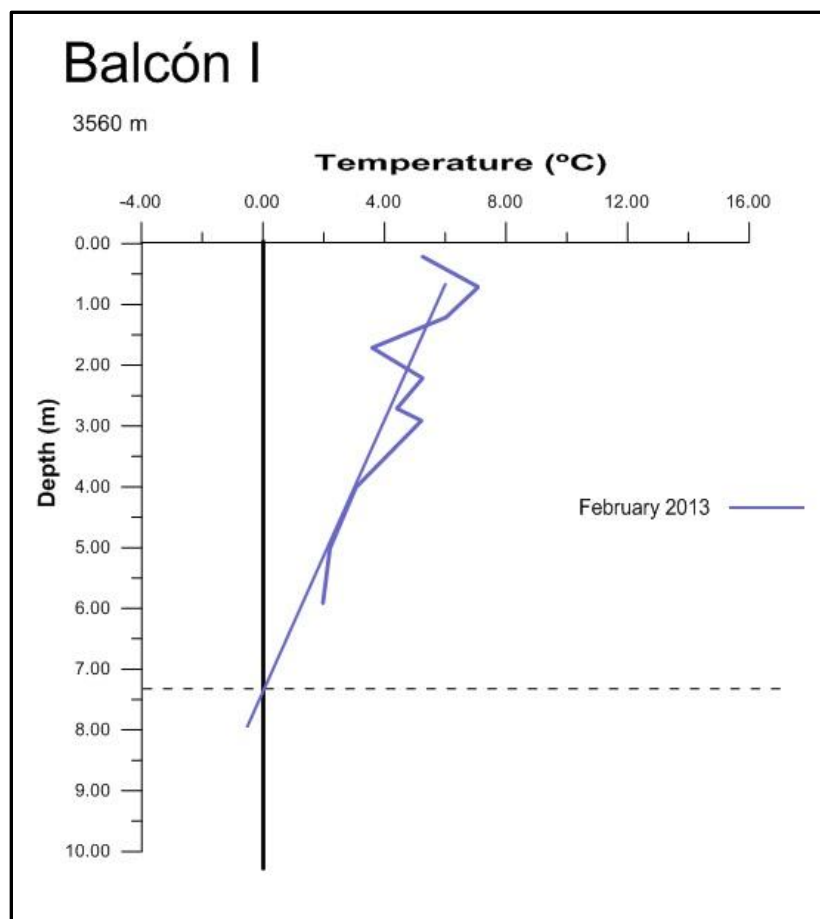


Figura 5.10: Isoterma de 0°C a 7,5 m de profundidad aproximadamente, 2013.

A continuación se muestran las tablas (*tablas 5.2 y 5.3*) de las temperaturas (T) del año 2013 para las perforaciones en Balcón I. Una tiene 5 m de profundidad máxima y la otra 6m. Cada perforación cuenta con varios termistores a distintas profundidades. Esto permite realizar un seguimiento de lo que sucede en profundidad, cómo influencia la temperatura del aire sobre los termistores más someros y cómo el *permafrost* sobre los más profundos. Cabe remarcar que los termistores otorgan la resistencia del momento de medición, que luego es transformada a temperatura.

Como se puede observar en la *tabla 5.2* la temperatura obtenida para la máxima profundidad (5m) es de 2.2°C. El termistor más somero (0,05m) evidencia una T = 2.88°C. Por conducción los cuerpos de aire o rocas adyacentes pueden calentarse debido a propiedades radiactivas (Goshorn, 2012). Si bien la temperatura del aire al momento de la toma de los datos era de -0.01°C, las rocas o el aire de los espacios vacíos pueden haber conservado el calor de la radiación solar de días previos, ya que la recolección de los datos ha sido el 18 de febrero del 2013 (verano). Analizando las temperaturas de los otros termistores de la misma perforación, se observa que existe un aumento de la T en profundidad hasta casi los 2m. Luego comienza un descenso de la misma, en donde se encuentra evidenciada de la influencia del *permafrost* sobre la T que proporcionan los termistores.

Perforaciones 5m (2013)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
29	0.05	5.74	2.88
35	0.20	5.10	5.25
9	0.70	4.66	7.08
33	1.20	4.91	6.02
2	1.70	5.54	3.59
19	2.20	5.10	5.25
7	2.70	5.32	4.40
48	4.00	5.69	3.05
32	5.00	5.94	2.20

Tabla 5.2: Perforación 5 m para el año 2013.

Perforación 6m (2013)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
38	2.90	5.11	5.21
30	3.90	5.41	4.06
3	5.90	6.00	2.00
41	5.90	6.01	1.97

Tabla 5.3: Perforación 6 m para el año 2013.

En la *tabla 5.3* la temperatura para la profundidad de 5.90 m es de 1.97°C, que correspondería a la T de la máxima profundidad. El comportamiento de la temperatura en esta perforación es totalmente decreciente, siendo la T máxima 5.21°C a 2.90 m de profundidad que corresponde a localización más somera de los termistores.

Para el año 2014 se presenta un inconveniente y es que la toma de datos ha sido el 26 de abril, pasado el verano, en donde la capa activa ya no tiene su máximo espesor y comienzan a influenciar otros factores, como el congelamiento de la misma sobre los termistores obteniendo resultados difusos y generando difícil la extrapolación y obtención de la posición del tope de *permafrost* más profundo. Ya en el año 2011 también se habían tomado los datos en el mes de abril produciéndose estos mismos inconvenientes para poder obtener un tope de *permafrost* máximo en profundidad y datos confiables.

De todos modos, sí son buenos los datos obtenidos de los termistores más superficiales (*tablas 5.4 y 5.5*). El día en que se tomaron los datos, por ejemplo, la temperatura del aire era 9.6°C que es coincidente con el dato del termistor N°29 que se encuentra a una profundidad superficial de 0.05 m de la perforación de 5 m.

Perforaciones 5m (2014)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
29	0.05	4.08	9.83
35	0.20	5.56	3.51
9	0.70	5.50	3.73
33	1.20	5.75	2.85
2	1.70	6.41	0.71
19	2.20	5.62	3.30
7	2.70	5.62	3.30
48	4.00	5.69	3.05
32	5.00	5.78	2.74

Tabla 5.4: Perforación 5 m para el año 2014.

Perforación 6m (2014)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
38	2.90	5.55	3.55
30	3.90	5.54	3.59
3	5.90	5.72	2.95
41	5.90	5.85	2.50

Tabla 5.5: Perforación 6 m para el año 2014.

En el año 2015 las mediciones fueron realizadas el 3 de marzo, que es el mejor mes para tomar los datos ya que se encuentra el espesor máximo de capa activa, antes de que comiencen los primeros fríos y nevadas de la temporada invernal.

Para ambas perforaciones se observa un aumento de las temperaturas (*tablas 5.6 y 5.7*) con respecto al año 2013, encontrándose el tope de *permafrost* alrededor de los 8 m de profundidad (*tabla 5.1*). Este aumento de temperatura es acompañado por un aumento de la dinámica del litoglaciario, tema que se tratará en el apartado de conclusiones generales.

Perforaciones 5m (2015)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
29	0.05	5.49	3.77
35	0.20	5.17	4.97
9	0.70	4.99	5.69
33	1.20	5.20	4.86
2	1.70	5.83	2.57
19	2.20	5.14	5.09
7	2.70	5.27	4.59
48	4.00	5.58	3.44
32	5.00		

Tabla 5.6: Perforación 5 m para el año 2015.

Perforación 6m (2015)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
38	2.90	5.09	5.29
30	3.90	6.40	0.74
3	5.90	5.87	2.44
41	5.90	5.97	2.10

Tabla 5.7: Perforación 6 m para el año 2015.

Las *tablas 5.8 y 5.9* corresponden al año 2016 y muestran un enfriamiento generalizado. En la perforación de 5 m existió un problema con los termistores que los más profundos no pudieron ser medidos o midieron con un gran error. En cambio, en la perforación de 6 m se observa muy bien el enfriamiento en profundidad. En esta ocasión los datos fueron adquiridos el 9 de marzo, mes óptimo para estas tareas. Dicho enfriamiento coincide con una disminución de la temperatura del aire generalizada debido al fenómeno del “niño” que ocasionó fuertes y frecuentes nevadas prolongando la estación invernal, ocasionando un enfriamiento generalizado en la zona. Esto también se observan en la disminución de la dinámica del litoglaciario en la mayoría de los puntos de control, mencionado en el capítulo previo. Además el corte de la isoterma de 0°C se observa a los 7.8 m de profundidad, evidenciando una leve somerización del tope de *permafrost* respecto al año 2015.

Perforaciones 5m (2016)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
29	0.05	1	
35	0.20	5.04	5.49
9	0.70	4.8	6.48
33	1.20	4.99	5.69
2	1.70	5.63	3.27
19	2.20	5.09	5.29
7	2.70	Roto	
48	4.00	1	
32	5.00	1	

Tabla 5.8: Perforación 5 m para el año 2016.

Perforación 6m (2016)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
38	2.90	5.1	5.1
30	3.90	4.54	7.62
3	5.90	6.1	1.68
41	5.90	6.21	1.33

Tabla 5.9: Perforación 6 m para el año 2016.

5.4.2. Balcón I Superior

Esta zona de monitoreo se encuentra tan solo 50 m aproximadamente más alta que la de Balcón I. Es interesante este sitio ya que se cuenta con dos metodologías para la toma de datos de temperatura de subsuelo: *data loggers* y termistores.

En este sitio el tope de *permafrost* se encuentra a menor profundidad que en el anterior variando entre 5.3 m y 6.1 m (*tabla 5.1*) según el año desde que comenzaron las mediciones en esa zona. En la *figura 5.11* se observa el corte de la recta de marzo a la isoterma de 0°C.

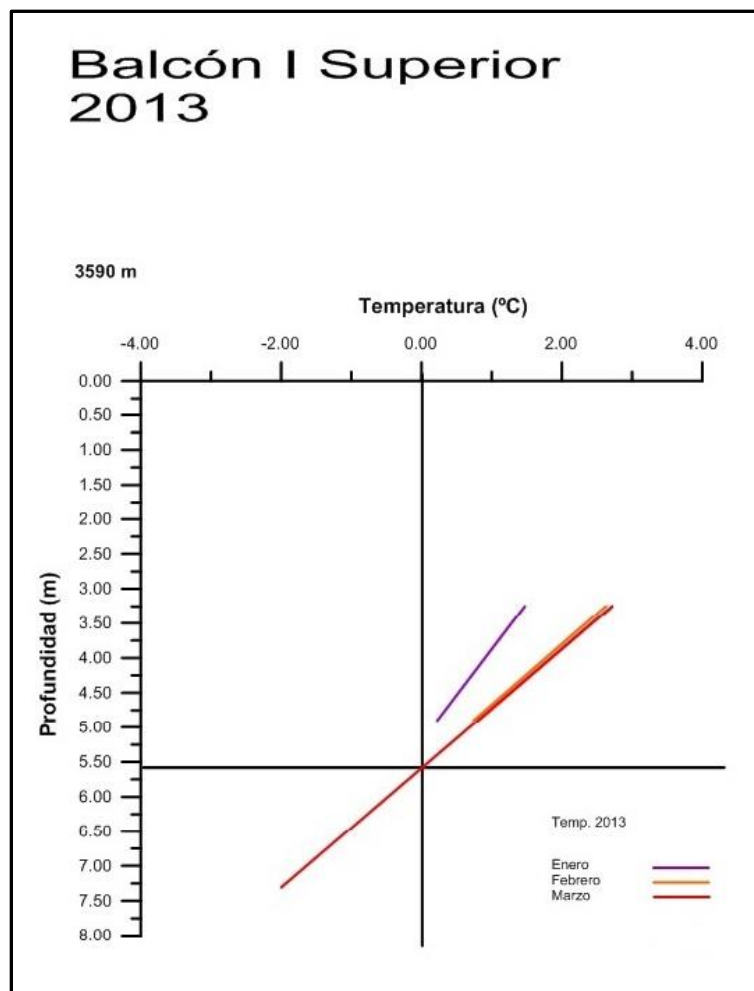


Figura 5.11: Isoterma de 0°C a 5.7 m de profundidad aproximadamente, año 2013.

Existen 4 perforaciones en Balcón I superior. Las perforaciones de 3.25 m y 4.70 m contienen *data loggers*. Los registros obtenidos por los mismos para el año 2013 en ambas

profundidades muestran iguales temperaturas desde mayo hasta diciembre (*tablas 5.10 y 5.11*) indicando el mismo comportamiento para esos meses en las dos perforaciones, que tiene una diferencia de profundidad de 1.45 m entre ellas. Existe un faltante de datos de los meses de enero a abril inclusive para la perforación de 3.25 m debido a problemas en el instrumental.

Profundidad 3.25m (2013)		Profundidad 4.70m (2013)	
Mes	°C (promedio)	Mes	°C (promedio)
Mayo	0.60	Enero	0.22
Junio	0.30	Febrero	0.74
Julio	0.09	Marzo	0.8
Agosto	0.01	Abril	0.71
Septiembre	-0.01	Mayo	0.58
Octubre	-0.01	Junio	0.3
Noviembre	-0.01	Julio	0.09
Diciembre	0.00	Agosto	0.01
		Septiembre	-0.01
		Octubre	-0.01
		Noviembre	-0.01
		Diciembre	0

Tablas 5.10 y 5.11: Perforación 3.25 m y 4.70 m para el año 2013. Data loggers.

Las otras dos perforaciones cuentan con termistores para la medición de la resistencia y posterior conversión a temperatura. Estas perforaciones tienen 3.25 m y 4.90 m de profundidad. Los datos fueron tomados el 19 de febrero del año 2013 y como muestran las *tablas 5.12 y 5.13* a mismas profundidades tienen datos de temperatura semejantes, como por ejemplo a 2 m de profundidad para la perforación más somera (3.25 m) se estima una temperatura de 5.33°C y para la más profunda (4.90 m) 5.53°C.

En el año 2014 se profundiza el tope de *permafrost* para esta zona de monitoreo, alcanzando los 6.2 m (*tabla 5.1*) de profundidad aproximadamente.

Perforación 3.25m (2013)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
3	interface	3.86	10.99
2	1.00	4.83	6.35
4	2.00	5.08	5.33
56	3.25	5.53	3.62

Tabla 5.12: Perforación 3.5 m para el año 2013.

Perforación 4.90m (2013)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
5	2.00	5.03	5.53
37	3.00	5.43	3.99
33	4.00	5.92	2.27
4	4.70	6.16	1.49

Tabla 5.13: Perforación 4.90 m para el año 2013.

Analizando las *tablas 5.14 y 5.15*, que exhiben las temperaturas tomadas con *data logger* para el año 2014, se observa que ocurre algo similar que en el año 2013, en donde las temperaturas son muy semejantes comparando los mismos meses a diferentes profundidades (*tablas 5.14 y 5.15*).

Profundidad 3.25m (2014)		Profundidad 4.70m (2014)	
Mes	°C (promedio)	Mes	°C (promedio)
Enero	0.21	Enero	0.21
Febrero	1.01	Febrero	1
Marzo	1.29	Marzo	1.27
Abril	0.77	Abril	0.76
Mayo	1	Mayo	0.29
Junio	0.32	Junio	0.04
Julio	-0.06	Julio	-0.15
Agosto	-0.31	Agosto	-0.31
Septiembre	-0.31	Septiembre	-0.31
Otubre	-0.31	Otubre	-0.31
Noviembre	-0.31	Noviembre	-0.31
Diciembre	0.32	Diciembre	0.24

Tablas 5.14 y 5.15: Perforaciones 3.25 m y 4.70 m para el año 2014.

En cuanto a las perforaciones que tienen termistores, los datos no son muy precisos ya que los mismos fueron tomados el 26 de abril del 2014. Sin embargo en este caso los termistores se encuentran ubicados a menor profundidad que los de Balcón I. Esto quiere decir que las temperaturas más someras se verían afectados en mayor medida por la temperatura del aire (*tablas 5.16 y 5.17*). Esto se observa, por ejemplo, en la interfase en donde se obtiene una temperatura de 11.60°C (*tabla 5.16*) medida con el termistor N°3, mientras que la del aire en ese momento era de 12.5°C.

Perforación 3.25m (2014)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
3	interface	3.75	11.60
2	1.00	5.82	2.61
4	2.00	5.98	2.07
56	3.25	5.96	2.14

Tabla 5.16: Perforación 4.90 m para el año 2014.

Perforación 4.90m (2014)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
5	2.00	5.92	2.27
37	3.00	5.95	2.17
33	4.00	6.17	1.45
4	4.70	6.29	1.08

Tabla 5.17: Perforación 3.25 m para el año 2014.

En el año 2015 se observa un aumento de temperatura (*tablas 5.18 y 5.19*), como ocurre en Balcón I también, obtenida a través de los termistores debido a que los *data loggers* no funcionaron. Seguramente se ve reflejado la variabilidad climática sufrida por el glaciar rocoso, ya que como se mencionó con anterioridad, muchos autores coinciden en que son grandes indicadores del ambiente periglacial y los cambios climáticos.

Las mediciones en este caso se realizaron el 3 de marzo del año 2015 y el tope de *permafrost* que se encuentra, en esta oportunidad, a 6.1 m (*tabla 5.1*) de profundidad.

Las temperaturas en ambas perforaciones son similares, aunque los termistores que se encuentran en la perforación de 4.90 m evidencian temperaturas levemente más altas.

Perforación 3.25m (2015)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
3	interface	5.18	4.93
2	1.00	5.46	3.88
4	2.00	5.35	4.28
56	3.25	5.53	3.62

Tabla 5.18: Perforación 3.25 m para el año 2015.

Perforación 4.90m (2015)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
5	2.00	5.28	4.55
37	3.00	5.42	4.02
33	4.00	5.85	2.10
4	4.70	6.07	1.78

Tabla 5.19: Perforación 4.90 m para el año 2015.

En las *tablas 5.20 y 5.21* se ven reflejados los datos obtenidos para el año 2016 y como también ha sucedido en Balcón I, los registros revelan un enfriamiento del sistema, sobre todo en los termistores más profundos; tampoco se tienen datos provenientes de los *data loggers*. Esto tiene su explicación en el fenómeno del “niño” mencionado con anterioridad.

Las temperaturas fueron tomadas el 9 de marzo del año 2016, siendo bastante coincidentes las temperaturas a 2 m de profundidad en ambas perforaciones.

Perforación 3.25m (2016)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
3	interface	4.41	8.21
2	1.00	5.04	5.48
4	2.00	5.14	5.08
56	3.25	6.6	0.13

Tabla 5.20: Perforación 3.25 m para el año 2016.

Perforación 4.90m (2016)			
Nº Termistor	Profundidad	OHM (20k)	°C
5	2.00	5.13	5.13
37	3.00	5.6	3.37
33	4.00	6.06	1.81
4	4.70	6.24	1.23

Tabla 5.21: Perforación 4.90 m para el año 2016.

5.4.3. Balcón II

El monitoreo de Balcón II es realizado solo con *data loggers*, instrumentos que poseen memoria interna en donde son almacenados los datos de temperatura diarios, a 1.5 m y 3 m de profundidad.

Balcón II es la zona de monitoreo a mayor altitud con la que se cuenta en el glaciar de escombros Morenas Coloradas hasta la fecha. Es por ello que, la profundización del tope de *permafrost* es mucho menor ya que es una zona más fría. También esta zona corresponde a otro cuerpo diferenciable y activo dentro de la geoforma mayor Morenas Coloradas.

En el caso del año 2013 las *tablas 5.22 y 5.23* demuestran bajas temperaturas en ambas profundidades (1.5 m y 3 m). Cabe la aclaración que no importa el momento en que se recogen los datos ya que se promedia la información almacenada de cada mes, entonces las temperaturas que se exhiben son los promedios mensuales. Es por ello que se pueden tener registros de todo un año en forma consecutiva mientras los equipos funcionen correctamente.

Se observa claramente que en los meses de verano las temperaturas de la perforación a 1.5 m, se encuentran muy influenciadas por la temperatura del aire. En cambio las temperaturas de la perforación a 3m se encuentran más afines con T cercanas a 0°C, seguramente por encontrarse muy cerca del tope de *permafrost* que para ese año se hallaba a los 3.4 m (*figura 5.12*) de profundidad muy similar al año 2014 en donde aparece a los 3.5 m (*tabla 5.1*).

Profundidad 1.5m (2013)		Profundidad 3m (2013)	
Mes	°C (promedio)	Mes	°C (promedio)
Enero	2.02	Enero	-0.05
Febrero	3.48	Febrero	0.45
Marzo	2.21	Marzo	0.36
Abril	0.91	Abril	0.20
Mayo	-0.03	Mayo	0.07
Junio	-0.90	Junio	0.11
Julio	-2.47	Julio	-0.30
Agosto	-3.15	Agosto	-0.86
Septiembre	-2.57	Septiembre	-1.05
Octubre	-2.14	Octubre	-1.06
Noviembre	-0.20	Noviembre	-0.32
Diciembre	0.50	Diciembre	-0.06

Tablas 22 y 23: Perforación 1.5 m y 3 m para el año 2013.

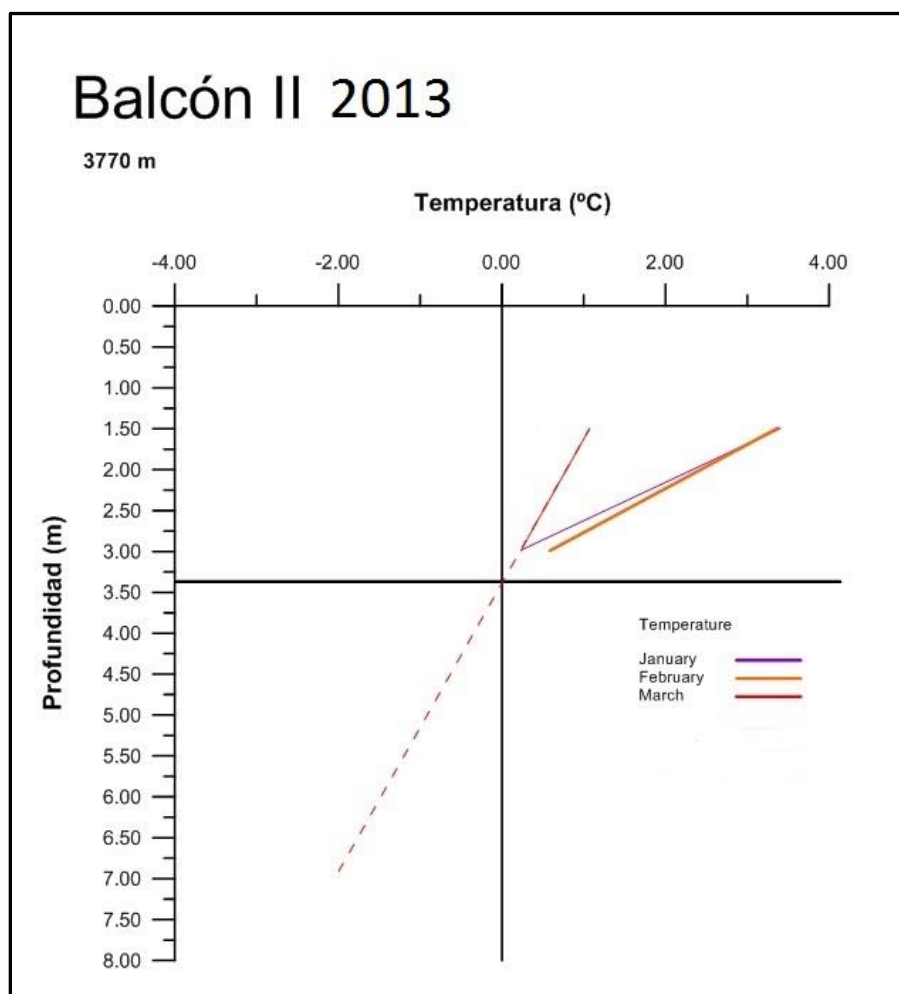


Figura 5.12: Tope de permafrost, se observa el corte de la isoterma de 0°C a los 3.4 m para el año 2013.

Para el año 2014 las temperaturas en ambas perforaciones (*tablas 5.24 y 5.25*) son un poco mayores respecto a las del año 2013 como también se observa en la profundización del tope de *permafrost* antes mencionado, si bien hay pocos datos por fallo en el funcionamiento del instrumental que ha sido hasta marzo del año 2015. Este considerable aumento de las temperaturas se evidencia en la observación de la reactivación de grietas de contracción y de depresiones de *termokarst*. Con el transcurso de los años, esos *termokarst*, revelan hielo en estado de degradación. También se aprecia el sonido de arroyos subterráneos que con anterioridad no se percibían. Muchas de estas evidencias ya han sido desarrolladas en el capítulo 3: *Geocriología*.

Profundidad 1.5m (2014)		Profundidad 3m (2014)	
Mes	°C (promedio)	Mes	°C (promedio)
Enero	3.41	Enero	0.20
Febrero	3.38	Febrero	0.58
Marzo	1.07	Marzo	0.22
Abril	0.56	Abril	0.13

Tablas 5.24 y 5.25: Perforación 1,5 m y 3 m para el año 2014.

En el año 2015 las temperaturas (tablas 5.26 y 5.27) fueron tomadas a partir del mes de marzo. Por lo tanto, se compararon estas temperaturas con las correspondientes al año 2013, ya que en el año 2014 casi no hay meses coincidentes para contrastar. En el caso de los datos a la profundidad de 1.5 m se advirtió que las temperaturas aumentaron, si bien se sabe que esta profundidad es muy somera y se encuentra muy influenciada por la temperatura del aire. Sin embargo para la perforación de 3 m, los datos solo se observan levemente aumentados, indicando la influencia de la temperatura en profundidad.

El tope de *permafrost* calculado para el año 2015 se encontró a los 3.4 m de profundidad (tabla 5.1).

Profundidad 1.5m (2015)		Profundidad 3m (2015)	
Mes	°C (promedio)	Mes	°C (promedio)
Marzo	3.15	Marzo	0.48
Abril	1.46	Abril	0.16
Mayo	0.18	Mayo	0.06
Junio	-0.81	Junio	-0.08
Julio	-1.99	Julio	-0.21
Agosto	-2.56	Agosto	-0.67
Septiembre	-2.68	Septiembre	-0.75
Octubre	-2.12	Octubre	-0.97
Noviembre	-0.49	Noviembre	-0.24
Diciembre	-0.16	Diciembre	-0.07

Tablas 5.26 y 5.27: Perforación 1,5 m y 3 m para el año 2015.

Las *tablas 5.28 y 5.29* corresponden a las temperaturas del año 2016. Las temperaturas de invierno a 1.5 m de profundidad se encuentran más bajas y las de verano son más elevadas con respecto al año anterior. En cambio, las temperaturas a 3 m de profundidad, tanto de invierno como de verano, no presentan grandes diferencias con las del año 2015.

Profundidad 1.5m (2016)		Profundidad 3m (2016)	
Mes	°C (promedio)	Mes	°C (promedio)
Enero	0.81	Enero	0.12
Febrero	2.22	Febrero	0.13
Marzo	3.37	Marzo	0.37
Abril	1.59	Abril	0.34
Mayo	-0.17	Mayo	0.13
Junio	-1.92	Junio	0.13
Julio	-3.18	Julio	-0.04
Agosto	-2.92	Agosto	-0.69
Septiembre	-1.89	Septiembre	-0.91
Octubre	-0.39	Octubre	-0.29
Noviembre	-0.08	Noviembre	-0.08
Diciembre	0.18	Diciembre	0

Tablas 5.28 y 5.29: Perforación 1,5 m y 3 m para el año 2016.

5.5. Discusiones

Se registraron cambios en el glaciar de escombros Morenas Coloradas. En todas las zonas de monitoreo de temperatura del suelo se observa una profundización del tope de *permafrost* y, por ende, un incremento del espesor de la capa activa, en la mayoría de los años.

El comportamiento del aumento del espesor de la capa activa puede deberse a un efecto de calentamiento del aire, actualmente se lo asocia a un calentamiento climático global. Estas variaciones del espesor representan la variación estacional de la temperatura superficial y la modificación del tope de *permafrost*.

En el sector inferior del valle, en el sitio Balcón I, el tope de *permafrost* se encuentra a gran profundidad. Si bien tuvo un pequeño ascenso en el último año (2016) debido al fenómeno

del “niño”, como sucedió en todas las zonas de monitoreo, este casi ya no se ve afectado por las ondas térmicas externas, aunque aún presenta movimientos como se observó en el capítulo anterior.

En lo que respecta a Balcón I Superior, la capa activa tiene menor espesor, puesto que dicha zona de monitoreo se encuentra a mayor altura y varían un poco las temperaturas del aire.

Si se observa lo que ocurre en Balcón II, que pertenece a otro lóbulo activo, se evidencia que también se profundiza el tope de *permafrost* pero en forma menos pronunciada. Esto seguramente se debe a su mayor altitud y a que aún no sufre la degradación del sistema en la medida en que si lo sufren los monitoreos que se encuentran al pie del litoglaciario. Sin embargo se observan gran cantidad de depresiones de *termokarst*, grietas de contracción, hielo glaciario que constata la degradación del *permafrost* presente en la zona.

Todas estas evidencias de aumento de temperatura en profundidad, de aumento del espesor de la capa activa y, por ende, de la profundización de la capa activa se reitera en las tres zonas de monitoreo. A medida que aumenta la altitud de monitoreo estas evidencias son menores. Pero a medida que aumenta la altitud se observan más registros de actividad criodinámica. Seguramente la actividad en Balcón I esté cesando, ya que no se evidencian nuevas estructuras de movimiento, las depresiones de *termokarst* se encuentran colapsados de detrito y no se observa más relicto de hielo glaciario.

También, prestando atención a las pendientes de los frentes de cada zona de monitoreo, en Balcón I ya no se la ve tan pronunciada como en Balcón II, constatada por la existencia de una disminución en el ángulo del frente. En cambio en Balcón II aún persisten pendientes mayores a 35° indicando actividad criodinámica.

Algunos autores (Humlum, 1997; Burn, 1998; Hoelzle *et al.*, 1999; Krainer *et al.*, 2010; Kellerer *et al.*, 2012, entre otros) realizaron mediciones de temperatura pero solo de capa activa ya que los sensores fueron instalados cerca de la superficie hasta 1.5 m de profundidad, en donde de la temperatura del aire tiene influencia sobre la misma. Además, las zonas de monitoreo (Groenlandia, Noruega, Canadá, Los Alpes, etc.) en donde los sensores fueron instalados, son considerablemente más húmedas que donde se ubica el glaciario de escombros Morenas Coloradas, perteneciente a una región de clima semi-

desértico. Por el contrario, las perforaciones que existen en Morenas Coloradas, en sus inicios, fueron realizadas hasta el tope de permafrost, con varios sensores a profundidades intermedias en el caso de los termistores. Vonder Mühl y Haeberli (1990) también realizaron perforaciones, pero mucho más profundas, alcanzando, en algunos casos, el lecho rocoso, pudiendo determinar espesores de capa activa y de *permafrost*.

Esta metodología aplicada en Morenas Coloradas es de gran utilidad para estimar espesor de capa activa. Para poder inferir espesores de *permafrost* se pueden utilizar métodos geofísicos indirectos como el georadar, tema que se tratará en el próximo capítulo.

5.6. Conclusiones

Las mediciones de temperatura del subsuelo en el litoglacial Morenas Coloradas, revelaron un engrosamiento de la capa activa, esto quiere decir que el tope de permafrost se profundiza, encontrando la isoterma de 0°C cada vez a mayor profundidad.

Si bien la zona de monitoreo Balcón I demuestra signos de transición hacia un estado inactivo, también evidenciado por las estructuras de colapso que presenta en su superficie, todo el glaciar rocoso exhibe indicios de degradación de *permafrost*, ya sea por la profundización del tope del mismo y/o por la reactivación de los *termokarst*.

Estas mesoformas criogénicas tienen un papel clave para el abastecimiento de agua de los asentamientos humanos en el oasis de la región de Cuyo en Argentina (Trombottó *et al.*, 2009). Es por ello que, conocer las propiedades físicas de la zona a diferentes alturas son de gran importancia, ya que las consecuencias de las variaciones de la mesoforma a causa de procesos de calentamiento, afectarán directamente la hidrología en la región.

Por consiguiente, resulta de suma importancia la continuidad de las mediciones de las temperaturas de subsuelo. Asimismo, poder adicionar zonas de monitoreo nuevas a mayor altitud sería apropiado, ya que las zonas de monitoreo inferiores del litoglacial, como es el caso de Balcón I, encuentran el tope de permafrost a mucha profundidad indicando que se están aproximando a un estado inactivo.

Capítulo 6: Estructura Interna

Este capítulo 6 es el último que presenta una metodología de trabajo. El objetivo es determinar la estructura interna del glaciar de escombros Morenas Coloradas mediante el uso de equipamiento GPR (Ground Penetrating Radar). El capítulo inicia con una introducción, en donde se desarrolla la teoría que involucra la medición con GPR. En segundo lugar se mencionan los antecedentes locales e internacionales que utilizaron la misma técnica para determinar estructuras internas de diferentes glaciares rocosos. Luego, se desarrolla la forma en que se trabajó en Morenas Coloradas y los resultados obtenidos, radargramas, que revelan los espesores tanto de la capa activa como del suelo permanentemente congelado (permafrost).

6.1. Introducción

El *GPR* (*Ground penetrating radar*) es método geofísico para el estudio no destructivo del subsuelo, de alta resolución, fácil aplicación y bajo costo en comparación con otras técnicas de prospección geofísica basada en la emisión y propagación de pulsos de ondas electromagnéticas en un medio, con la posterior recepción de las reflexiones que producen las anomalías encontradas en una profundidad determinada (Annan y Davis, 1976).

Este método tiene la capacidad de adquirir gran cantidad de información en un período corto de tiempo. A diferencia de otros métodos geofísicos, el *GPR* utiliza como fuente transmisora una antena electromagnética emitiendo una señal a una frecuencia fija (1 a 1000 MHz) que puede penetrar gran cantidad de materiales naturales o artificiales como lo son los sedimentos, roca, concreto, hielo, entre otros (Davis y Annan, 1989).

La técnica *GPR* está basada en la emisión y propagación de las reflexiones que se producen en sus discontinuidades (Annan y Davies, 1976; Reynolds, 1997; Jol y Bristow, 2003). Estas discontinuidades son cambios bruscos de los parámetros electromagnéticos del subsuelo, es decir, de la conductividad, la permitividad eléctrica y la permeabilidad magnética (Lorenzo y Hernández, 1995).

La velocidad de propagación de una radiación electromagnética (EMR) en el vacío es $c = 2.99 \times 10^8 \text{ m/s}$; de hecho, esta velocidad de propagación c varía de acuerdo a la siguiente expresión:

$$c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}}$$

Dónde, ϵ_0 y μ_0 son las constantes de permitividad eléctrica y permeabilidad magnética del medio en el vacío, respectivamente. La permitividad (ϵ o k' , también denominada impropriamente Constante Dieléctrica) es una propiedad física de materiales dieléctricos

que determina el grado con que los mismos modifican un campo eléctrico (Annan, 2009). La permeabilidad magnética (μ) es capacidad de una sustancia o medio para atraer y hacer pasar a través de ella campos magnéticos.

La velocidad de propagación c de una radiación electromagnética es directamente proporcional a la frecuencia de oscilación de la onda (f) y a longitud de la onda (λ):

$$c = f\lambda$$

Radiaciones electromagnéticas de diferentes longitudes de onda son emitidas por diferentes fuentes y a través de diversos procesos. Además, el comportamiento de una onda electromagnética cambia si cambia su longitud de onda (Annan, 2009). Los diferentes mecanismos de generación de ondas son también los mecanismos de interacción con la materia. De este modo, diferentes materiales se comportan distinto frente a una variedad de longitudes de onda. Estos cambios en su comportamiento y el registro de la velocidad de una onda electromagnética en el medio son las bases de la técnica radar de sensoramiento remoto (Gruber y Ludwing, 1996).

En la interfase entre dos medios de diferentes permitividad (interfase dieléctrica), parte de la energía de la onda electromagnética es reflejada y parte es refractada dentro del segundo medio (Monnier *et al.*, 2009). Mientras mayor sea la diferencia entre los índices de refracción (n) entre los medios, mayor cantidad de energía será reflejada.

La energía reflejada es detectada mediante una antena receptora que se encuentra en sintonía con la señal transmitida. Estas señales son procesadas en tiempo real y sus amplitudes son graficadas en función de la distancia de avance versus el tiempo de arribo de las mismas. De ésta manera, conforme el par de antenas transmisora - receptora es trasladada lentamente en superficie y comienza a generarse una sección transversal continua (“imagen”) del subsuelo (*figura 6.1*).

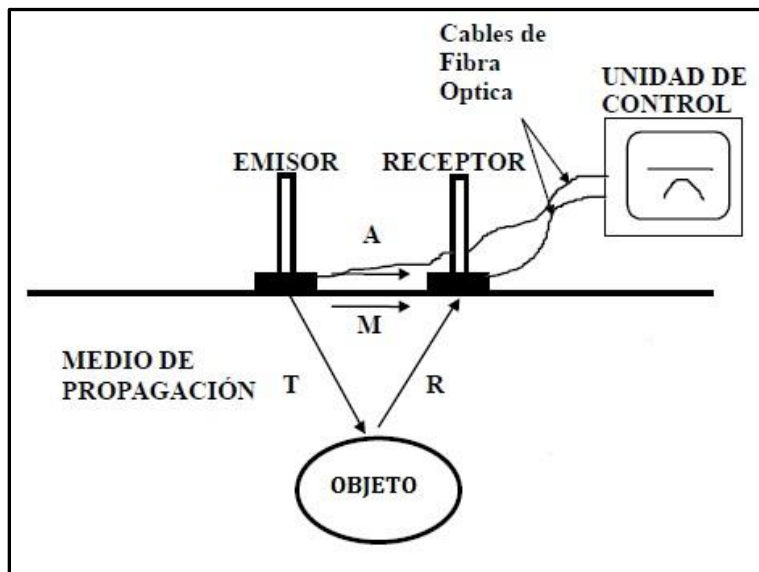


Figura 6.1: Funcionamiento del GPR (modificado de Curso GPR, Rinaldi, 2014).

Los registros que se obtienen son similares a los obtenidos cuando se realizan estudios de sísmica de reflexión, con la diferencia de que, en el caso del georradar, se trabaja con frecuencias mucho más altas y la emisión de pulsos se puede realizar muy rápidamente. Por este motivo, aunque se trata de registros puntuales (trazas), los radargramas pueden llegar a considerarse casi registros continuos (figura 6.2).

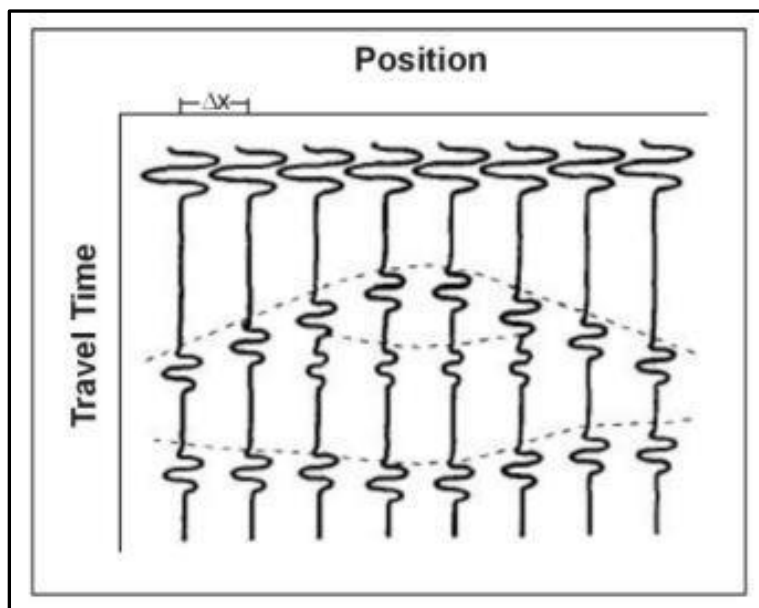


Figura 6.2: Radargrama tiempo (ns) Vs. distancia (m), (Annan, 2001).

Las reflexiones registradas a lo largo de un perfil se representan en un Radagrama. La representación es como un corte vertical del perfil registrado donde se pueden observar las anomalías detectadas. La información que estos radagramas aportan es variada, pero principalmente se trabaja con tiempos de llegada.

El tipo de estudio de subsuelo más básico consiste en determinar velocidades de propagación promedio y, junto con los tiempos de propagación registrados para cada evento, localizar la discontinuidad en la que se ha producido la reflexión (Annan, 2005), determinando tanto su situación horizontal como la profundidad a la se encuentra.

En un medio determinado, la velocidad de la onda electromagnética se calcula como (Takahashi *et al.* 2012):

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}}$$

La profundidad que se puede alcanzar depende tanto de las condiciones de medio analizado como del equipo utilizado. De igual manera se obtiene una buena penetración en materiales poco conductores (arenas secas, granito, caliza, concreto) ya que la atenuación de la señal de radar en materiales conductores, como en arenas arcillosas, es mucho mayor.

Si se conoce de antemano las propiedades eléctricas del material a estudiar, sería posible, en principio, estimar el poder de penetración del radar. Para ello se puede utilizar desde un análisis numérico a través de la ecuación de rango de radar, o bien a partir de una aproximación simple dada por la ecuación:

$$D = 35 / \sigma \text{ metros}$$

donde σ es la conductividad en mS/m (milisiemens/metro) y D la profundidad estimada en metros. En ocasiones es suficiente con consultar una tabla donde se estiman las profundidades de penetración para distintos materiales.

La resolución mejora al incrementarse la frecuencia de transmisión de la señal del radar. Por ello es común el utilizar diferentes frecuencias de transmisión en un mismo estudio

(Annan, 2004). Sin embargo, siempre va a existir un compromiso entre mejorar la resolución a expensas de perder poder de penetración.

La profundidad a las capas reflectoras u objetos de interés es proporcional al tiempo total de viaje del pulso del radar, siendo éste el tiempo que le toma al pulso en viajar de la antena transmisora al reflector y de regreso a la antena receptora (Annan, 2004). Este tiempo total de propagación del pulso de radar es dependiente de las propiedades dieléctricas del medio en el que se propaga. A su vez, las propiedades dieléctricas del medio son función de una combinación compleja entre la composición del material y su contenido de humedad siendo este quizás el factor que mayor influencia ejerce en la propagación de las ondas electromagnéticas, principalmente por el valor tan alto de la constante dieléctrica del agua (Takahashi *et al.* 2012), comparada con la de las rocas más comunes.

La efectividad de la técnica *GPR* depende de la naturaleza de su aplicación específica, de la profundidad de penetración deseada y del tipo de sustrato. Las propiedades eléctricas/dieléctricas del sustrato están parcialmente determinadas por sus características intrínsecas (granulometría, composición mineralógica y porosidad); sin embargo, las mismas son afectadas por el contenido de agua líquida, hielo o aire presentes en los intersticios, que pueden atenuar o incrementar la reflexión de la EMR entre interfases (King, 1984).

Mediante esta técnica *GPR*, se desea distinguir la estructura interna del glaciar de escombros Morenas Coloradas y comparar con datos de estudios previos en el litoglaciario, así como también poder validar con los datos de temperatura el espesor de la capa activa.

6.2. Antecedentes

La estructura interna de los glaciares rocosos ha sido estudiada con equipos *GPR* desde 1982 (Haeberli *et al.*, 1982, Haeberli, 1985, King *et al.*, 1987, Vonder Mühll, 1993).

Existen pocos antecedentes en el glaciar de escombros Morenas Coloradas. En el año 2008 Götz *et al.* desarrollaron estudios en Morenas Coloradas utilizando técnicas *GPR* y *ETM* (*electric resistivity tomography*, tomografía eléctrica de resistividad) obteniendo resultados de profundidad del tope de permafrost, posibles lentes de hielo y hielo masivo.

Degenhardt *et al.* (2003) efectuaron estudios con instrumental *GPR* para determinar la estructura interna de un glaciar de escombros en Colorado, Estados Unidos. En esta oportunidad, utilizaron antes de 50 MHz y 25 MHz detectando estratos horizontales a subhorizontales ricos y pobres en hielo en el litoglacial Yankee Boy.

La estructura interna del glaciar de escombros Reichenkar en los Alpes austríacos, fue estudiada por Hausmann *et al.* (2007) mediante *GPR* y gravimetría encontrando hielo en el interior. También pudieron distinguir el espesor de la capa de detrito, el *permafrost*, una capa descongelada de *till* y el basamento.

Travassos *et al.* (2008) estudiaron la degradación del *permafrost* en el Mesón San Juan mediante el empleo de *GPR*. Pudieron localizar diferentes estructuras dentro del *permafrost*, como una zona porosa que indica degradación del mismo, una zona con alto contenido en hielo y una zona caótica que favorece un entorno de alta porosidad.

Monnier *et al.* (2009) se dedicaron al estudio de glaciares de escombros en el macizo de Vanoise en los Alpes franceses con equipamiento *GPR*. Realizaron dos perfiles longitudinales utilizando una antena de 50 MHz concentrándose en la estructura interna de los litoglaciares. La interpretación de los radargramas reveló una estratigrafía compleja.

Monnier es uno de los investigadores que más ha utilizado la técnica de *GPR* en glaciares de escombros en Sudamérica. Monnier *et al.* en el año 2011 siguieron con sus trabajos en el norte de los Alpes franceses interesados en la estructura interna de estos litoglaciares que son de gran complejidad. Más adelante sus estudios con *GPR* para determinar las estructuras internas de glaciares de escombros fueron focalizados en los Andes Centrales chilenos (Monnier y Kinnard, 2013, 2015; Monnier *et al.*, 2014).

6.3. Materiales y métodos

En el mes de mayo del año 2014 se realizaron tres perfiles mediante la técnica geofísica *GPR* para comprender la estructura interna del glaciar de escombros Morenas Coloradas. En la *figura 6.3* se ubican las transectas b-a, e-d y c-f, que se encuentran a 3680 m de altura, entre Balcón I Superior y Balcón II.

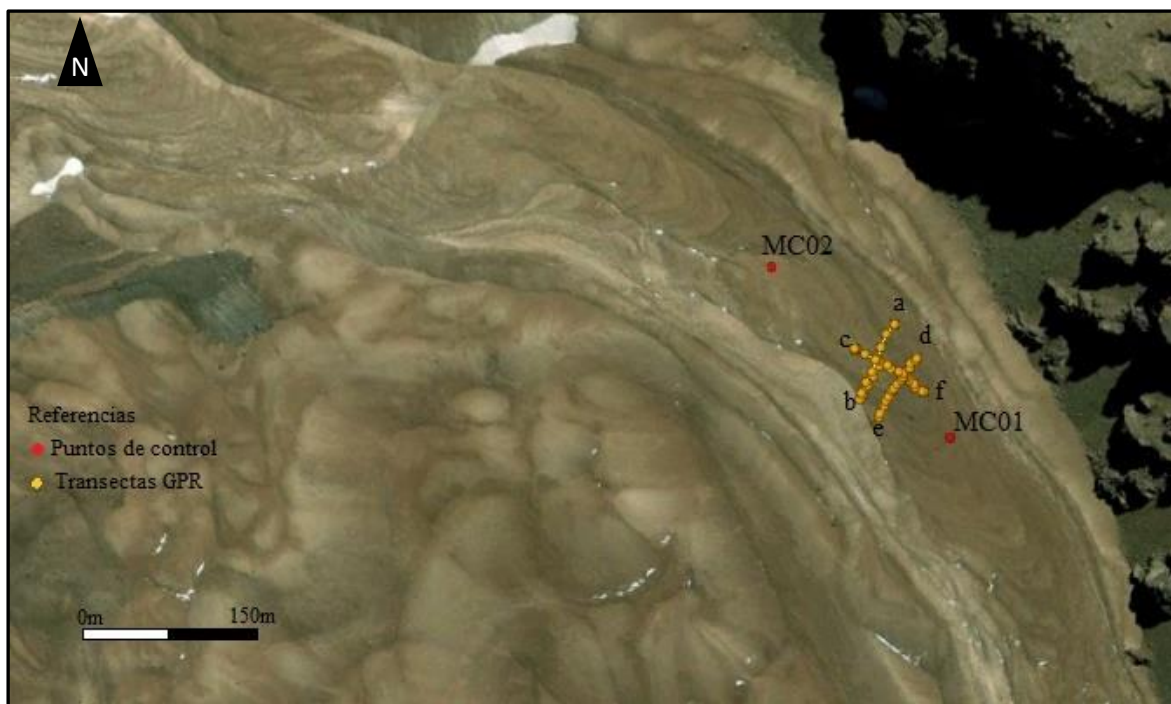


Figura 6.3: Ubicación de los perfiles.

El equipo *GPR* empleado ha sido el SIR-3000, *GSSI (Geophysical Survey Systems-Inc)* (figura 6.4), con antena de 16-80 MHz Modelo 3200 MLF (*Multiple Low Frequency*) (figura 6.5). La corrección topográfica y la localización de los perfiles se determinó utilizando un receptor *GPS* doble frecuencia *Trimble 5700*. El receptor *GPS* fue montado sobre el equipamiento *GPR*, para medir las trayectorias de las transectas. El procesamiento de los datos *GPS* se efectuó con el software libre *RTKLIB* (Takasu, 2009). Los RMSs (Error Cuadrático Medio) obtenidos del posicionamiento son: RMS norte = 0.20 m, RMS este = 0.24 m y RMS altura = 0.40 m.



Figura 6.4: GPR SIR-3000, GSSI y antena.

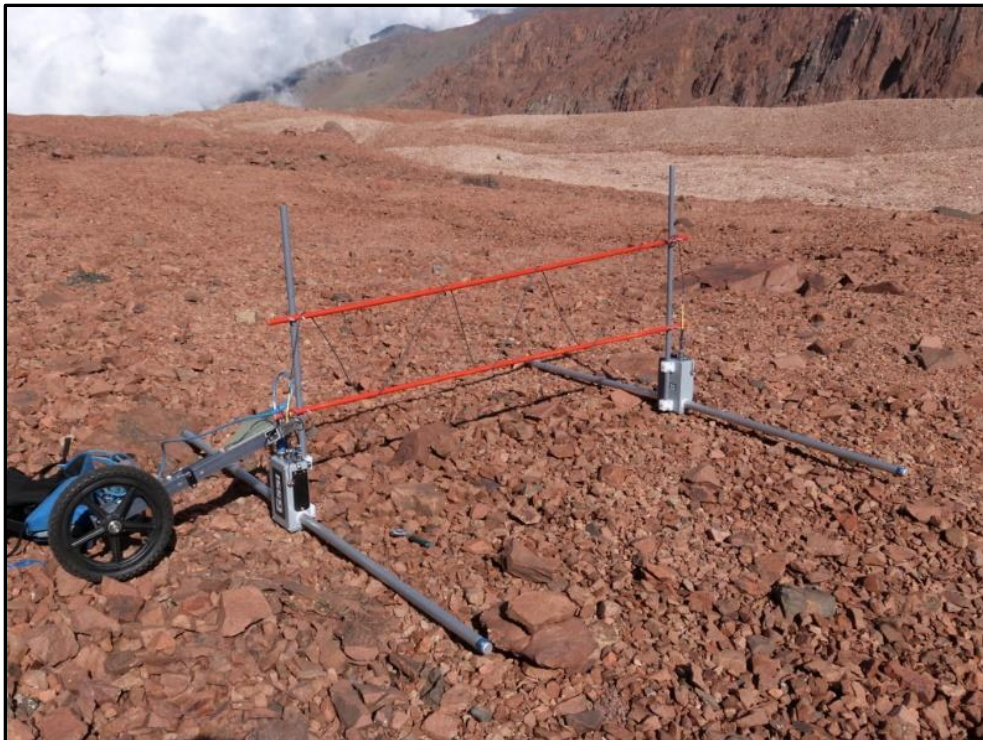


Figura 6.5: Antena de 16-80 MHz Modelo 3200 MLF.

Los perfiles fueron medidos en modo puntual (*point mode*) cada 0,25 m con antenas de 40 MHz y 80 MHz. Esta metodología es efectiva en terrenos que presentan irregularidades topográficas como ocurre en Morenas Colorada, por los siguientes motivos: I) El tránsito sobre el litoglaciario con el equipo *GPR* resulta más factible que con los modos continuo (*continuous mode*) y con odómetro; II) el equipamiento realiza mediciones estable mejorando la relación señal- ruido.

Los perfiles *GPR* fueron procesados con el *software* libre *Reflex2DQuick*. Este programa se lo utiliza para procesamiento e interpretación de datos de reflexión y transmisión en *GPR*, sísmica y ultrasonido (Sandmeier, 2003). Con el objeto de mejorar la interpretación de los resultados, se aplicaron las herramientas subtract-DC-shift, corrección estática, dewow, función de ganancia, filtros temporales y espaciales y correcciones topográficas.

Los valores típicos de la velocidad media de la onda en el *permafrost* rico en hielo oscilan entre 0.12 m/ns y 0.15 m/ns (Hausmann *et al.*, 2007). Monnier y Kinnard (2013) estimaron las velocidades de propagación de la onda en la estructura interna de un glaciar de escombros en el valle Choapa, Chile. Estos autores utilizaron la metodología CMP (*Central Mid Point*) y obtuvieron velocidades entre 0.08 m/ns y 0.18 m/ns según las estructuras en profundidad. Para las mediciones de esta tesis, se optó por un valor estándar de 0.13 m/ns, dado que no se pudieron estimar las velocidades de propagación mediante CMP, a causa de que la longitud de la fibra óptica que comunica la antena emisora con la receptora era limitada. Este valor estándar, además de encontrarse dentro del rango que proponen los autores Hausmann *et al.* (2007) y Monnier y Kinnard (2013), era el sugerido por el manual del *GPR*.

6.4. Resultados

El siguiente radargrama (*figura 6.6*) corresponde al perfil b-a de la *figura 6.3*. La línea punteada color anaranjada indica tope de *permafrost*, el cual se halla a unos 5 m de profundidad aproximadamente para este sitio (3680 msnm). Debido a la ubicación del perfil en el glaciar de escombros, es esperable que el tope de *permafrost* se encuentre

comprendido entre los 6.2 m y 3.5 m que corresponden a los tope de *permafrost* en Balcón I Superior (3590 msnm) y Balcón II (3770 msnm) respectivamente.

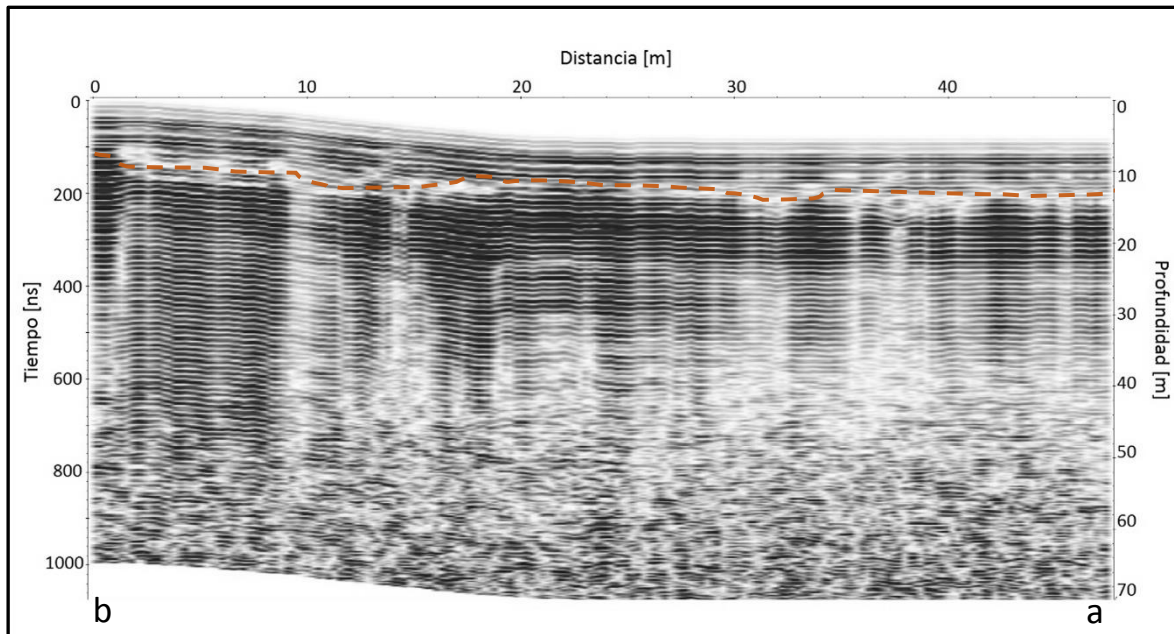


Figura 6.6: Radargrama b-a.

A una profundidad de 40 m aproximadamente, se halla un reflector a lo largo de todo el perfil e-d, el cual está relacionado con la base del *permafrost* (*línea punteada roja, figura 6.7*). Monnier y Kinnard (2013) detectaron reflectores similares a los cuales denominaron “basales” a 25- 30 m (3760 msnm) que representan la interface entre el glaciar de escombros y los depósitos subyacentes a este o el basamento.

El radargrama de la *figura 6.8*, en forma coincidente con las profundidades halladas en los dos perfiles previos, evidencia dos reflectores asociados al tope y base de *permafrost*. Por debajo de los 40 m de profundidad se hallan reflectores (líneas amarillas) que continúan estructuras asociadas a la morfología del valle.

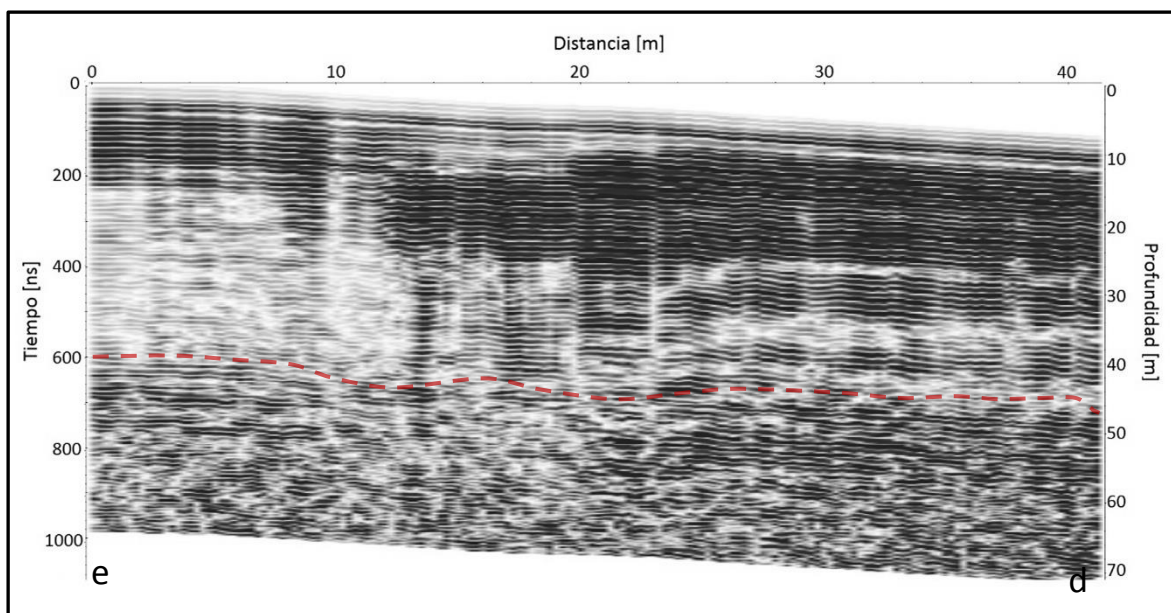


Figura 6.7: Radargrama e-d.

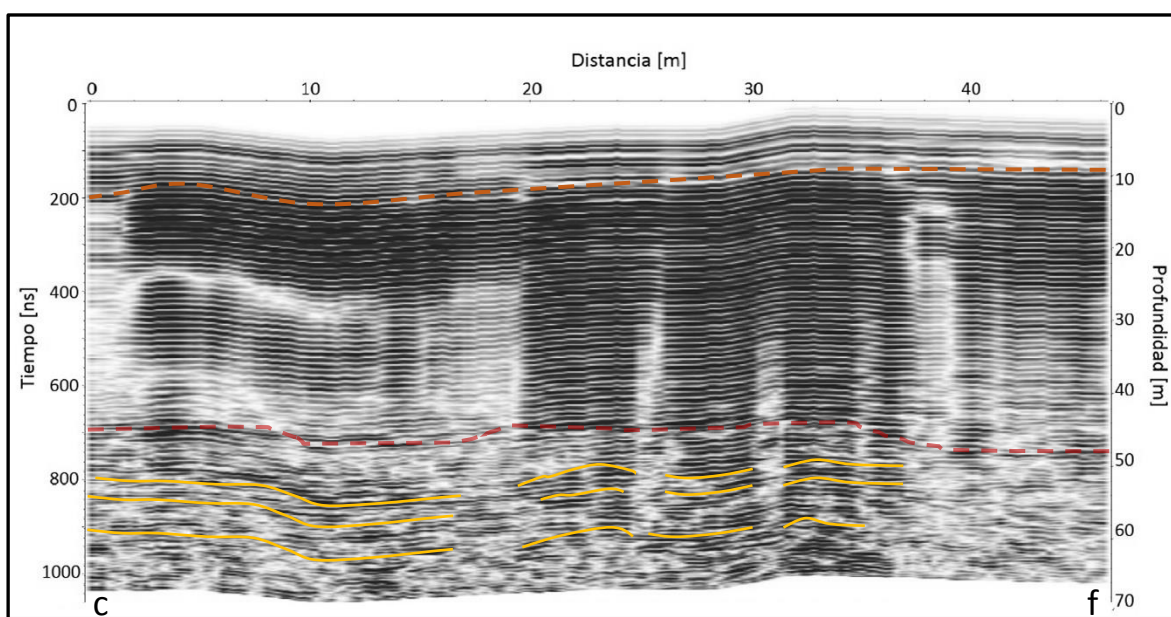


Figura 6.8: Radargrama c-f.

6.5. Discusiones

El estudio de la estructura interna del glaciar de escombros Morenas Coloradas mediante el *GPR* ha permitido determinar un espesor de capa activa de 5m para los 3680 msnm y un espesor de permafrost de 40 m aproximadamente para la misma altitud, esta profundidad ha sido posible detectar debido a la utilización de la antena de 40 MHz que tiene gran penetración.

Las mediciones fueron realizadas en el mes de mayo en donde la capa activa ya comenzó a congelarse nuevamente. Para poder obtener un espesor máximo tanto de la capa activa como del suelo permanentemente congelado (*permafrost*) deberían realizarse las mediciones en el mes de marzo, verano tardío. Realizar las mediciones en otros meses del año permite observar las variaciones estacionales de ambos espesores.

Barsch y King (1989) determinaron mediante geoeléctrica un espesor de permafrost de 50 m a 3780 msnm en el glaciar de escombros Morenas Coloradas. Además, precisaron una capa activa de 5.5 m de espesor en diferentes cuerpos dentro del litoglaciar. Estos valores se asemejan a los obtenidos en esta tesis. La diferencia de 10 m hallada en el espesor del permafrost, posiblemente se deba a una pérdida de volumen de hielo.

Götz *et al.* (2008) infirieron que el tope de permafrost en Morenas Coloradas se encontraba entre 2.5 m y 4 m en un perfil de 50 m de longitud situado en Balcón II (3770 msnm) a través del empleo de equipo *GPR*. El estudio fue realizado en febrero del año 2008, pudiendo aproximarse al tope de *permafrost* en su máxima profundidad, siendo marzo el mes óptimo para determinar estas estructuras internas. Estos resultados son coincidentes con los obtenidos en los estudios actuales en mayo del año 2015 en donde se infiere el tope de permafrost a 5 m para una altitud de aproximadamente 100 m menor (3680 msnm).

Cabe destacar que las condiciones meteorológicas del día en que se realizaron las mediciones de los perfiles con *GPR*, eran desfavorables debido a la intensidad de los vientos, dificultando una óptima medición. Por esta razón, los tres radargramas presentan sectores con presencia de ruido que no permiten distinguir claramente otras estructuras internas. No obstante, las herramientas de procesamiento utilizadas ayudaron a mejorar las interpretaciones de los resultados

6.6. Conclusiones

Conocer en detalle y entender la estructura interna de un glaciar de escombros es un propósito complejo de resolver debido a la falta de perfiles expuestos o perforaciones (dificultosas y costosas) que evidencien el paquete estratigráfico completo del litoglaciar. En este sentido, la mayor información de la estructura interna es obtenida mediante métodos indirectos geofísicos y, por lo tanto, interpretativos. Entre los métodos más utilizados se encuentran sísmica y geoeléctrica. Sin embargo, estas técnicas no proporcionan una visualización precisa de la arquitectura interna de estos glaciares rocosos.

El *GPR* es una herramienta de alta resolución, eficiente para estudiar la estructura interna de los glaciares de escombros. En el caso del estudio realizado en Morenas Coloradas, se obtuvieron resultados interpretativos de tope y base de *permafrost*; y de espesor de capa activa y *permafrost sensu stricto*. Estos valores son coincidentes con resultados de trabajos previos como son los de Barsch y King (1989) y Götz *et al.* (2008).

Mediante sucesivas mediciones *GPR*, se puede evaluar la variación de la estructura interna del glaciar de escombros Morenas Coloradas, así como el espesor de la capa activa y del *permafrost*, advertir pérdida de hielo (volumen) y, por ende, degradación del mismo.

Si bien la metodología aplicada con *GPR* es eficiente y de bajo costo, en los casos particulares de los glaciares de escombros, resulta conveniente validar los resultados con otras técnicas complementarias, puesto que presentan estructuras internas muy complejas de interpretar.

Capítulo 7: Conclusiones generales

Conclusiones Generales

Los glaciares de escombros son considerados una de las geoformas clave para el abastecimiento de agua en la Provincia de Mendoza. Es por ello que, analizar la criodinámica y encontrar una relación con la variabilidad climática, es de gran importancia para conocer la posible influencia del calentamiento global sobre estos litoglaciares, ya que afectará la hidrología de la región.

A través de la utilización de equipo *GPS* se pudieron diferenciar distintas velocidades (criodinámica), pertenecientes a diferentes geoformas menores (lóbulos), dentro del glaciar de escombros Morenas coloradas. Estas velocidades indican que existen tres tipos de estados dentro del litoglaciar en estos momentos: uno activo, de transición (paso de activo a inactivo) y, por último, otro inactivo.

Se reafirmó la existencia de un sector inactivo que se encuentra sobre el lateral izquierdo del valle aguas arriba, ya determinadado por Barsch y King en el año 1985 (Barsch y King, 1989). Además de presentar desplazamientos insignificantes, su morfología se encuentra totalmente suavizada, con lóbulos redondeados y una estructura muy adelgazada, evidenciando inactividad.

Una zona de transición se ubica al frente del glaciar de escombros. En este sector se observan grandes estructuras de colapso y una superficie muy caótica, que argumentan la pérdida de volumen de hielo. Además, es allí donde midieron los mayores desplazamientos de todo el litoglaciar. Esta alta tasa de velocidad, seguramente, es ocasionada por la desestabilización de los frentes, los cuales revelan disminuciones en sus ángulos, pasando de 40° a 35° (Trombottó, 2002, 2007). También, se evidenció una profundización del tope de permafrost por aumento de la temperatura del suelo, indicando que la reacción del mismo a las variaciones climáticas depende en gran medida de la cantidad de hielo presente en los sedimentos.

Existen certezas de una criodinámica activa (sector activo), localizada a mayor altitud, zona media y superior de Morenas Coloradas, con velocidades totales de desplazamiento moderadas, entre 1 m y 3 m. Los sitios en donde se encuentran estas velocidades presentan evidencias de agua fluyendo y hielos glaciarios, tanto expuestos como en su interior, ambas comprobadas a través de la grabación del sonido del agua, geoeléctrica (Halla *et al.*, 2017) y depresiones de *termokarst* que interceptan a los hielos. La geomorfología de “arrugas” que se observa en la zona, además de demostrar una dinámica, da certeza de la existencia de *permafrost* reptante que almacena gran contenido en hielo y, por lo tanto, tiene gran importancia hidrológica.

Balcón II es la zona de monitoreo de temperatura de mayor altitud (3770 msnm) y su ubicación se corresponde con la de los puntos de control que presentan desplazamientos moderados. En este caso, con el transcurso del tiempo, se detectó una profundización del tope de *permafrost*, menos pronunciada que en otras zonas de monitoreo por su altitud, como así también una pequeña aceleración de las velocidades en este sector. Asimismo, Balcón I y Balcón I Superior registraron cambios (profundización) en el tope de *permafrost* por el efecto de calentamiento del aire, que actualmente se lo asocia a un calentamiento climático global.

Los resultados interpretativos de la estructura interna de Morenas Coloradas revelaron un espesor del *permafrost* de 40 m aproximadamente a los 3680 msnm. La diferencia de 10 m de espesor con los estudios previos de Barsch y King (1989) denotan una degradación del *permafrost* en los últimos 30 años. Además se infirió un espesor de capa activa de 5 m, que sería un valor aceptable para una ubicación intermedia entre Balcón I Superior y Balcón II, que tienen 6 m y 3.5 m de espesor respectivamente. Estos últimos datos fueron obtenidos a través de rectas de regresión realizadas con las mediciones de temperatura del subsuelo.

El *GPR* resulta ser una herramienta eficiente para visualizar la arquitectura interna de un glaciar de escombros. Al ser una metodología interpretativa, es conveniente siempre validar los datos con otras técnicas. En Morenas Coloradas fue posible relacionar los radargramas con los datos de temperatura y comparar con los estudios previos de Barsch y King (1989) y Göetz *et al.* (2008).

Teniendo en cuenta las características morfológicas, estructura interna, condiciones térmicas y dinámicas superficiales, se infiere que el glaciar de escombros Morenas Coloradas ha sufrido una degradación del *permafrost* y un adelgazamiento por procesos de pérdida de hielo (pérdida de volumen), buscando la estabilidad del sistema adquiriendo un nuevo equilibrio que se acomoden a las nuevas condiciones climáticas.

Es importante poder darle una continuidad a todos los estudios realizados para poder seguir profundizando tanto en la criodinámica y la relación con la variabilidad climática, como en su estructura interna y la relación con el contenido en hielo. Además, es de gran interés poder continuar con las grabaciones de sonidos y efectuar una relación con el caudal para determinar variaciones estacionales.

Morenas Coloradas es un glaciar de escombros complejo tanto en su estructura y como en su dinámica. Es por ello que su estudio resulta de gran interés y se lo considera modelo de litoglaciación en los Andes Centrales.

Referencias Bibliográficas

- Aguilar, R. J. O., Jahn, G. A., Soto-Gamboa, M., Novaro, A., & Carmanchahi, P. 2016. *The Ecology of Stress: linking life-history traits with physiological control mechanisms in free-living guanacos* (No. e2108v1). Peer J Preprints.
- Anderson M., P. Alvarado, G. Zandt, and S. Beck, 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina. *Geophysical Journal International*, vol. 171, no. 1, Pp. 419–434.
- Annan, A.P., 2001. *Ground Penetrating Radar. Workshop Notes. Sensors and Software*. Ontario, Canadá.
- Annan, A. P. 2004. *Ground penetrating radar principles, procedures and applications*.
- Annan, A. P. 2005. Ground-penetrating radar. In *Near-surface geophysics* (pp. 357-438). Society of Exploration Geophysicists.
- Annan, A. P. 2009. *Electromagnetic principles of ground penetrating radar* (Vol. 1, pp. 1-37). chapter.
- Annan A.P., Davis J.L. 1976. Impulse radar sounding in permafrost. *Radio Science* 11, 383-394.
- Arenson, L.U. & Jakob, M. 2010. The significance of rock glaciers in the dry Andes—adiscussion of Azócar y Brenning (2010) and Brenning y Azócar (2010). *Permafrost and Periglacial Processes* 21(3), 282-285.
- Arenson, L. U., Pastore, S., Liaudat, D. T., Bolling, S., Quiroz, M. A., & Ochoa, X. L. 2010. Characteristics of two Rock Glaciers in the Dry Argentinean Andes Based on Initial Surface Investigations. *Geo2010, Calgary*.
- Azócar, G.F. & Brenning, A. 2010. Hydrological and Geomorphological Significance of Rock Glaciers in the Dry Andes, Chile (27°–33°S). *Permafrost and Periglacial Processes* 21: 42-53.

- Baldi, R; Lichtenstein, G; González, B; Funes, M; Cuéllar, E; Villalba, L y Hoces, D. 2008. Lama guanicoe. IUCN Red List of Threatened Species. Version 2013.2. <http://www.iucnredlist.org>.
- Barazangi, M. & Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, vol. 4, Pp. 686–692.
- Barsch, D., 1969. Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 8: 11-30.
- Barsch, D., 1977a. Alpiner Permafrost – ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen. Poser, H. (Hrsg.): *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator*, Göttingen: 118-141.
- Barsch, D., 1977b. Nature and importance of mass wasting by rock glaciers in alpine permafrost environments. *Earth Surface Processes* 2: 231-245.
- Barsch, D., 1992. Permafrost creep and rockglaciers. *Permafrost Periglacial Processes* 3, 175–188.
- Barsch, D., 1996. *Rockglaciers*. Springer, Berlin. 331 p.
- Barsch, D.; Happoldt, H. 1985. Blockgletscherbildung und holozäne Höhenstufengliederung in den mendozinischen Anden, Argentinien. *Zbl. Geol. Paläont.*, T. I, H. 11/12, p. 1625-1632.
- Barsch, D.; King, L., 1989. Origin and geoelectrical resistivity of rockglaciers in semiarid subtropical mountains Andes of Mendoza, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 33, 2: 151-163.
- Berger, J., Krainer, K., & Mostler, W., 2004. Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria). *Quaternary Research*, 62(3), 233-242.
- Berthling I, Etzelmüller B, Eiken T, Sollid JL. 1998. Rock glaciers on Prins Karls Forland, Svalbard. Internal structure, flow velocity and morphology. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 135–145.

- Beniston, M., & Rebetez, M. 1996. Regional behavior of minimum temperatures in Switzerland for the period 1979–1993. *Theoretical and applied climatology*, 53(4), 231-243.
- Blewitt, G., & Lavallée, D. 2002. Effect of annual signals on geodetic velocity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B7).
- Brenning, A., Trombotto, D., & Schröder, H. 2005. Zur Verbreitung von Blockgletschern in den semiariden Anden (Chile/Argentinien, 32–35 S): Bedeutung, regionale Trends und der Einfluss des Reliefs. *Berl. Geogr. Arb*, 100, 19-27.
- Brenning A., Azócar G.F. 2010. Statistical analysis of topographic and climatic controls and multispectral signatures of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27–33-S). *Permafrost and Periglacial Processes* 21(1): 54–66.
- Brenning, A., Azócar, G. F., & Bodin, X. 2013. Monitoring rock glacier dynamics and ground temperatures in the semiarid Andes (Chile, 30 S). In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 15, p. 10495).
- Buchli, T., Merz, K., Zhou, X., Kinzelbach, W., & Springman, S. M. 2013. Characterization and monitoring of the Furggwanghorn rock glacier, Turtmann Valley, Switzerland: results from 2010 to 2012. *Vadose Zone Journal*, 12(1).
- Buk, E., 1983. Glaciares de escombros y su significación hidrológica. *Acta Geocriogénica* 1, 22–38 Mendoza.
- Buk, E., 2002. Hidrología de ambientes periglaciales. Cuenca Morenas Coloradas – Vallecitos, Cordón del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza. In: Trombotto, D., Villalba, R. (Eds.), *IANIGLA, 1973-2003: 30 años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales*, pp. 65–70. Editorial ZETA. Mendoza.
- Burger, K. C.; Degendhart J. J. Jr. and Giardino R. 1999. Engineering geomorphology of rock glaciers. *Geomorphology*, 31: 93-132
- Burn, C. R. 1998. The active layer: two contrasting definitions. *Permafrost and Periglacial Processes (United Kingdom)*.

- Caminos, R. 1979. Cordillera Frontal. En J.C.M. Turner (Ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias. Tomo I, Pp. 397-453.
- Compagnucci, R. H., Agosta, E. A., & Vargas, W. M. 2002. Climatic change and quasi-oscillations in central-west Argentina summer precipitation: main features and coherent behaviour with southern African region. *Climate Dynamics*, 18(5), 421-435.
- Corripio J. G., Purves R. S. and Rivera A., 2007. Modelling climate-change impacts on mountain glaciers and water resources in the Central Dry Andes, in B. Orlove, E. Wiegandt and B. Luckman (eds), Darkening Peaks: Glacier retreat, Science, and Society, University of California Press, Berkeley. Pp. 126-135.
- Corte, A.E., 1962. Vertical migration of particles in front of a moving freezing plane." *Journal of Geophysical Research*, 67: 1085-1090.
- Corte, A., 1976a. Rock Glaciers. *Biuletyn Peryglacjalny* 26: 175-197.
- Corte, A.E., 1976b. The hydrological significance of rock glaciers. *Journal of Glaciology* 17, 157–158.
- Corte, A.E., 1978. Rock glaciers as permafrost bodies with a debris cover and an active layer. A hydrological approach. Andes of Mendoza, Argentina. Third International Conference on Permafrost, pp. 262–269. Ottawa.
- Corte, A.E. & Espizúa, L., 1981. Inventario de Glaciares de la Cuenca del Río Mendoza. IANIGLA – CONICET. Imprenta Farras, Mendoza.
- Corte A. & Trombotto, D, 1984. "Quartz Grain Surface Textures in Laboratory Experiments and in Field Conditions of Rock Glaciers". *Microscopía Electrónica y Biología Celular*, Vol. 8, Nr.1:71-79, Mendoza, 1984. (*Journal Citation Reports, Science Edition, see BIOCELL, formerly Microscopía Electrónica y Biología Celular*).
- Cortés, J. 2000. Fallas cuaternarias oblicuas al frente montañoso en la cordillera Frontal de Mendoza (34–34 30' S). *Revista Cuaternario y Ciencias Ambientales: Publicación Especial*, 4, 57-62.
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P., & Meindl, M. 2007. *Bernese GPS Software Version 5.0*. Astronomical Institute, University of Bern.

- Davis, J. L., & Annan, A. P. 1989. GROUND-PENETRATING RADAR FOR HIGH-RESOLUTION MAPPING OF SOIL AND ROCK STRATIGRAPHY1. *Geophysical prospecting*, 37(5), 531-551.
- Degenhardt, J. J., Giardino, J. R., & Junck, M. B. 2003. GPR survey of a lobate rock glacier in Yankee Boy Basin, Colorado, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 211(1), 167-179.
- Delaloye, R., Perruchoud, E., Avian, M., Kaufmann, V., Bodin, X., Hausmann, H.; Ikeda, A; Kääb, A; Kellerer-Pirklbauer, A; Krainer, K; Lambiel, C; Mihajlovic, D; Staub, B; Roer, I; Thibert, E. 2008. Recent interannual variations of rock glacier creep in the European Alps. In *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska* (Vol. 29, pp. 343-348).
- Delaloye, R., Lambiel, C., & Gärtner-Roer, I. 2010. Overview of rock glacier kinematics research in the Swiss Alps. *Geographica Helvetica*, 65(2), 135-145.
- Diaz, H. F., Bradley, R. S., & Ning, L. 2014. Climatic changes in mountain regions of the American Cordillera and the tropics: historical changes and future outlook. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 46(4), 735-743.
- Fournier, H. G., Corte, A. E., Mamaní, M. J., Maidana, A., & Borzotta, E. 1986. Ensayos de confirmación de la estructura de un glaciar cubierto en Vallecitos (Andes Cordón del Plata, Argentina) por medio de sondajes eléctricos y magnetotélúricos. *Acta Geocriogénica*, 4, 57.
- Garleff, K., Stingl, H., 1986. Geomorphologische Aspekte aktuellen und vorzeitlichen Permafrostes in Argentinien. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, T. I, H. 9/10, 1367–1374.
- Giambiagi, L. 2014. Reactivation of Paleozoic structures during Cenozoic deformation in the Cordón del Plata and Southern Precordillera ranges (Mendoza, Argentina). *Journal of Iberian Geology*, 40(2), 309-320.
- Giardino, J., J. Jr. Shroder y J. Vitek (Ed.), 1987. Rock Glaciers. Allen and Unwin, Winchester, Mass., USA: 355 págs.

- Gold, L., Lachenbruch, A., 1973. Thermal conditions in permafrost — a review of North American literature. Permafrost Second International Conference, North American Contribution, NAS Washington, pp. 3–25.
- Gorbunov, A.P. 1978. Permafrost investigation in high-mountain regions. *Arctic and Alpine Research*, 10 (2): 283-294
- Goshorn-Maroney, J. 2012. Thermal conditions and movement of rock glaciers in the North Cascades, Washington. Master Thesis, Western Washington University.
- Götz, J., Keuschnig, M., Hartmeyer, I., Trombotto, D. y Schrott, L. 2008. 3. Mitteleuropäischen Geomorphologietagung. «Geophysical prospection on a complex rock glacier system – Morenas Coloradas, revisited (Cordón del Plata, Mendoza, Argentina)». Tagungsband (Hrsg Schrott & Otto), p. 80, Salzburg, Austria.
- Gruber, S. y Ludwig, F., 1996. *Application of Ground Penetration Radar in Glaciology and Permafrost Prospecting. Study Paper for the Arctic Studies Programme at the Arctic Centre, Rovaniemi, Finland.*
- Haeberli, W. 1985. *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zurich*, 77, 5-142.
- Haeberli, W., Wächter, H. P., Schmid, W., & Sidler, C. 1983. Erste Erfahrungen mit dem US-Geological-Survey-Monopuls-Radioechocholot im Firn, Eis und Permafrost der Schweizer Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 19(1), 61-72.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Kääb, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S. & Mühll, D. V. 2006. *Permafrost creep and rock glacier dynamics. Permafrost and periglacial processes*, 17(3), 189-214.
- Halla, C., Blöthe, J.H., Schrott, L. and Trombotto, D. 2017. *Rock glacier permafrost in the semi-arid Andes of Argentina.* (en preparación).
- Hanson, S., & Hoelzle, M. 2004. The thermal regime of the active layer at the Murtel rock glacier based on data from 2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3), 273-282.

- Hausmann, H., Krainer, K., Brückl, E., & Mostler, W. 2007. Internal structure and ice content of Reichenkar rock glacier (Stubai Alps, Austria) assessed by geophysical investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(4), 351-367.
- Heredia, N., Farias, P., García-Sansegundo, J., & Giambiagi, L. 2012. The basement of the Andean frontal cordillera in the Cordon del Plata (Mendoza, Argentina): geodynamic evolution. *Andean Geology*, 39(2), 242-257.
- Hernández, J. 2002. Perforadora a percusión para suelos detríticos criogénicos. En "IANIGLA, 1973-2003: 30 años de Investigación Básica y Aplicada en Ciencias Ambientales" (Trombotto, D y Villalba, R; editores). Editorial ZETA, p. 71-72. Mendoza.
- Hoelzle, M., Wegmann, M., & Krummenacher, B. 1999. Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost and periglacial processes*, 10(2), 113-124.
- Hoke G., Aranibar J., Viale M., Araneo D. and Llano C., 2013. Seasonal moisture sources and the isotopic composition of precipitation, rivers, and carbonates across the Andes at 32.5-35.5°S. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 14, N° XX, 2013.
- Huerta, E., Mangiaterra, A., & NOGUERA, G. 2005. GPS. *Posicionamiento Satelital*.
- Humlum, O. 1997. Active layer thermal regime at three rock glaciers in Greenland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(4), 383-408.
- International Permafrost Association (IPA), The Arctic Institute of North America, The University of Calgary, 1998. Multilanguage Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms (Van Everdingen, R.O.; editor), Akerman, H.J., Barry, R.G., Brown, J., Buk, E., Cheng, Guodong, Corte, A.E., Dramis, F., Ferrians, O.J.Jr., Gregersen, O., Hall, K.J., Harris, S.A., Heginbottom, J.A., Karte, J., King, L., Konischew, V.N., Kozarsky, S., Ladanyi, B., Leibman, M.O., Lautridou, J-P., Marks, L., Ottone, C., Palacios, D.E., Petursson, H., Pissart, A., Qiu Guoqing, Repelewska-Pecalowa, J., Romanowski, N., Salvigsen, O., Seppälä, M., Shur, Y., Tarnocai, C., Trombotto, D., Ugolini, F., van Vliet-Lanoë, Zhao Xiufeng & Zhou Youwu, 207 p. Alberta, Canada.

- Isaksen, K. 1998. *Tre steinbreer i området ved Longyearbyen, Svalbard–bevegelse og indre struktur* (Doctoral dissertation, MSc thesis, Department of Physical Geography, University of Oslo) (70pp).
- Isotta, F. A., Frei, C., Weigluni, V., Perčec Tadić, M., Lassegues, P., Rudolf, B., ... & Munari, M. 2014. The climate of daily precipitation in the Alps: development and analysis of a high-resolution grid dataset from pan-Alpine rain-gauge data. *International Journal of Climatology*, 34(5), 1657-1675.
- Jol, H. M., & Bristow, C. S. 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. *Geological Society, London, Special Publications*, 211(1), 9-27.
- Juliussen, H., & Humlum, O. 2008. Thermal regime of openwork block fields on the mountains Elgåhogna and Sølen, central-eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(1), 1-18.
- Kellerer-Pirklbauer, A., & Kaufmann, V. 2012. About the relationship between rock glacier velocity and climate parameters in central Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 105(2), 94-112.
- King, L., 1984. *Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland Jotunheimen und Dovre/Rondane*. Department of Geography, University of Heidelberg, Heidelberg Geographische Arbeiten, 76.
- King, L., Fisch, W., Haeberli, W., & Waechter, H. P. 1987. Comparaison of resistivity and radio-echo soundings on rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23(1), 77-97.
- Krainer, K., Lang, K., & Hausmann, H. 2010. Active rock glaciers at Croda Rossa/Hohe Gaisl, Eastern Dolomites (Alto Adige/South Tyrol, Northern Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 33(1), 25-36.
- Lambiel, C., & Delaloye, R. 2004. Contribution of real-time kinematic GPS in the study of creeping mountain permafrost: Examples from the Western Swiss Alps. *Permafrost and periglacial processes*, 15(3), 229-241.

- Little, J. D., Sandall, H., Walegur, M. T., & Nelson, F. E. 2003. Application of differential global positioning systems to monitor frost heave and thaw settlement in tundra environments. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(4), 349-357.
- Lliboutry, L. y Corte, A. 1998. Glaciers of South America- Glaciers of Chile and Argentina. En «Satellite Image Atlas of Glaciers of the World: South America», United States Geological Survey. Professional Paper 1386-I (Williams, R. & Ferrigno, J., Editores), 109-206, Washington.
- Lorenzo, E. y Hernández, M., 1995. *Prospección geofísica en yacimientos arqueológicos con georadar en España. Dos casos: Numancia y El Paular. Física De La Tierra*, (7), 193. Coruña, España, Escola Universitaria Politécnica, Universidade da Coruña.
- Lutsak, T., Fernández-Mendoza, F., Kirika, P., Wondafrash, M., & Printzen, C. 2016. *Mycobiont-photobiont interactions of the lichen Cetraria aculeata in high alpine regions of East Africa and South America. Symbiosis*, 68(1-3), 25-37.
- Martini, M.A., Strelin, J.A. y Astini, R.A. 2014. “Monitoreo térmico y medición del flujo superficial del glaciar de escombros Varas, Sierra de Zenta, Cordillera Oriental (noroeste argentino)”, en Actas XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Argentina.
- Massone, H., Martinez, D., Vich, A., Londoño, M. Q., Trombotto, D., & Grondona, S. 2016. Snowmelt contribution to the sustainability of the irrigated Mendoza’s Oasis, Argentina: an isotope study. *Environmental Earth Sciences*, 75(6), 1-11.
- Monnier, S., Camerlynck, C., & Rejiba, F. 2009. Ground-penetrating radar surveys on rock glaciers in the Vanoise Massif (Northern French Alps): methodological issues. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 15(2), 129-140.
- Monnier, S., Camerlynck, C., Rejiba, F., Kinnard, C., Feuillet, T., & Dhemaied, A. 2011. Structure and genesis of the Thabor rock glacier (Northern French Alps) determined from morphological and ground-penetrating radar surveys. *Geomorphology*, 134(3), 269-279.

- Monnier, S., & Kinnard, C. 2013. Internal structure and composition of a rock glacier in the Andes (upper Choapa valley, Chile) using borehole information and ground-penetrating radar. *Annals of Glaciology*, 54(64), 61-72.
- Monnier, S., Kinnard, C., Surazakov, A., & Bossy, W. 2014. Geomorphology, internal structure, and successive development of a glacier foreland in the semiarid Chilean Andes (Cerro Tapado, upper Elqui Valley, 30 08' S., 69 55' W.). *Geomorphology*, 207, 126-140.
- Monnier, S., & Kinnard, C. 2015. Internal Structure and Composition of a Rock Glacier in the Dry Andes, Inferred from Ground-penetrating Radar Data and its Artefacts. *Permafrost and Periglacial Processes*, 26(4), 335-346.
- Moreiras, S. M., Páez, M. S., Lauro, C., & Jeanneret, P. 2016. First cosmogenic ages for glacial deposits from the Plata range (33° S): New inferences for Quaternary landscape evolution in the Central Andes. *Quaternary International*.
- Mühl, D. S. V. 1993. *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins* (Doctoral dissertation).
- Mühl, D. V., & Haeberli, W. 1990. Thermal characteristics of the permafrost within an active rock glacier (Murtèl/Corvatsch, Grisons, Swiss Alps). *Journal of Glaciology*, 36(123), 151-158.
- Ovejero, R. J., Acebes, P., Malo, J. E., Traba, J., Torres, M. E. M., & Borghi, C. E. 2011. Lack of feral livestock interference with native guanaco during the dry season in a South American desert. *European journal of wildlife research*, 57(5), 1007-1015.
- Penalba, O.C., Bettolli, M.L., Rivera, J.A., Pántano, V.C. 2014. Extremos en la precipitación y la situación hídrica en la región oriental de secano de la Argentina y su circulación atmosférica asociada. Reunión Binacional Uruguay-Argentina de Agrometeorología & XV Reunión Argentina de Agrometeorología, Piriápolis, Uruguay, 30 de septiembre al 3 de octubre de 2014.
- Peñafiel, J., & Zayas, J. 2001. Fundamentos del sistema GPS y aplicaciones en la topografía. *Colegio oficial de ingenieros técnicos en topografía delegación territorial de Madrid-castilla-la mancha*.

- Polanski, J. 1963. *Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del pleistoceno pedemontano entre los ríos diamante y Mendoza. Provincia de Mendoza.*
- Pozo-Ruz, A., Ribeiro, A., García-Alegre, M. C., García, L., Guinea, D., & Sandoval, F. 2000. Sistema de posicionamiento global (gps): descripción, análisis de errores, aplicaciones y futuro. *ETS Ingenieros de Telecomunicaciones. Universidad de Málaga.*
- Puig, S., Rosi, M. I., Videla, F., & Mendez, E., 2011. Summer and winter diet of the guanaco and food availability for a High Andean migratory population (Mendoza, Argentina). *Mammalian Biology-Zeitschrift für Säugetierkunde*, 76(6), 727-734.
- Ramos, V. A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30 to 33 S latitude. *Geological Society of America Special Papers*, 218, 31-54.
- Ramos V., 1999. The Subhorizontal Subduction Segment in the Argentinean-Chilean Central Andes. *Acta Geológica Hispánica*, Vol. 32 N° 7. Pp. 5-16.
- Ramos, V. A., & Cortes, J. M. 1993. Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32°–33° S Latitude). In *28 International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts, Oxford* (pp. 233-236).
- Reynolds, J. M. 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons, Chichester, 796 p.
- Rivera, J. A., Araneo, D. C., and Penalba, O. C., 2015. Evaluación del período de crisis hídrica 2010–2014 en la región de Cuyo, XII Congreso Argentino de Meteorología, Mar del Plata, Argentina, 26–29 May, 2015.
- Rojas Yarubí, José Amable Araujo, Contreras Francisco, Carlos Flores, Fredi Rodríguez. 2012. Líquenes del Cerro Santa Ana, Falcón, Venezuela.
- Ruiz, L. E., & Trombotto Liadat, D. 2012. Glaciares de escombros fósiles en el Cordón Leleque, noroeste de Chubut: significado paleoclimático y paleogeográfico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(3), 418-435.
- Sandmeier, K. J. 2003. Reflexw 4.2 Manuel Book. Sandmeier Software, Zipser Strabe 1, D-76227 Karlsruhe, Germany.

- Santos-González, J., González-Gutiérrez, R., Gómez-Villar, A., & Redondo-Vega, J. 2009. Ground thermal regime in the vicinity of relict rock glaciers (Cantabrian Mountains, NW Spain). *Finisterra*, 44(87).
- Serrano, E., de Sanjosé, J. J., & González-Trueba, J. J. 2010. Rock glacier dynamics in marginal periglacial environments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35(11), 1302-1314.
- Schrott, L. 1996. Some geomorphological-hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *ZEITSCHRIFT FÜR GEOMORPHOLOGIE SUPPLEMENTBAND*, 161-173.
- Sileo, N., Trombotto Liaudat, D., & Dapeña, C. 2015. Estudios preliminares del agua, nieve y hielo en la cuenca del río Vallecitos, Mendoza, Argentina. *Acta geológica lilloana*, 27(2), 130-145.
- Sileo N. R.; Trombotto Liaudat D. y Dapeña C. 2016. “Modelo conceptual de circulación en el sistema periglacial hídrico en la cuenca del río Vallecitos, Mendoza, Argentina”, Actas del IX Congreso Argentino de Hidrogeología, Catamarca, Argentina, 20 al 23 de septiembre de 2016.
- Sollid, J. L. and Sørbel, L., 1992. Rock glaciers in Svalbard and Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 215-220.
- Takahashi, K., Preetz, H., Igel, J., & Kuroda, S. 2012. *Basics and application of ground-penetrating radar as a tool for monitoring irrigation process*. INTECH Open Access Publisher.
- Takasu, T. 2009. RTKLIB: open source program package for RTK-GPS, FOSS4G 2009, Tokyo, Japan.
- Travassos, J. D. M., Stael, G. C., & Liaudat, D. T. 2008. A GPR survey on degraded permafrost at Mesón San Juan, Mendonza, Argentina. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(4), 519-526.

- Trombotto, D. 1985.** "Análisis Preliminar de Estructuras Geocriogénicas mediante Texturas de Grano de Cuarzo con la Aplicación del Microscopio Electrónico", (Preliminary Analysis of geocryogenic structures with the help of quartz grain surface texture analyses with the electron microscope) Trombotto, D., *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, XI (3-4): 184-201, Buenos Aires, 1985.
- Trombotto, D. 1988.** Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der "Lagunita del Plata", Mendoza, Argentinien. Tesis Doctoral, 2 Tomos: 280 pp., Universität Heidelberg.
- Trombotto, D. 1991.** Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der 'Lagunita del Plata', Mendoza, Argentinien. Heidelberger Geographische Arbeiten, Heft 90: 171 páginas, Heidelberg.
- Trombotto, D., 2000.** Survey of cryogenic processes, periglacial forms and permafrost conditions in South America. *Revista do Instituto Geológico* 21 (1/2), 33–55. São Paulo, Brasil.
- Trombotto, D. 2002.** Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes. *South African Journal of Science* 98, 171–180.
- Trombotto, D., 2003.** Mapping of permafrost and the periglacial environment, Cordón del Plata, Argentina. 8th International Conference on Permafrost, Extended Abstracts, pp. 161–162. Zurich, Suiza.
- Trombotto Liaudat D., 2007.** "Profundización del tope de permafrost y tendencias en la dinámica criogénica, a partir de 1989, en el glaciar de escombros compuesto del valle de Morenas Coloradas, Mendoza, Argentina". *Boletín Geográfico*, Año XXIX, N° 30: 71-83, Neuquén, 2007.
- Trombotto Liaudat, D. T. 2008.** Geocryology of southern South America. *Developments in Quaternary Sciences*, 11, 255-268.
- Trombotto Liaudat, D. T. 2014.** Profundización del tope de permafrost y tendencias en la dinámica criogénica, a partir de 1989, en el glaciar de escombros compuesto del valle de Morenas Coloradas, Mendoza, Argentina. *Boletín Geográfico*, (30), 71-83.

- Trombotto, D., Lenzano, L. & Bruce, R. 1984. "Estudios Periglaciales (Geocriogénicos) en la Lagunita del Plata". Segunda Reunión del Grupo Periglacial Argentino, San Juan, *Acta Geocriogénica* Nr. 2: 232-245.
- Trombotto, D., Buk, E., & Hernández, J. 1997. Short communication monitoring of Mountain Permafrost in the Central Andes, Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(1), 123-129.
- Trombotto, D., Buk, E., Hernández, J., 1999. Rock glaciers in the Southern Central Andes (approx. 33–34S), Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. *Bamberger Geographische. Schriften* 19, 145–173.
- Trombotto, D. T. A. y Ahumada, A. L., 2005. "Los fenómenos periglaciales. Identificación, determinación y aplicación", *Opera Lilloana* Nº 45, 131 págs.
- Trombotto Liaudat, D., Arena, L., & Caranti, G. 2008 a. Glacial ice as cryogenic factor in the periglaciation zone of the composed rockglacier Morenas Coloradas, Central Andes of Mendoza, Argentina. In *Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, Proceedings* (Vol. 2, pp. 1781-1786).
- Trombotto Liaudat, D., Borzotta, E., Blöthe, J. H., Keuschnig, M., Götz, J., Hernández, J. y Hartmeyer, I. 2008 b. ICES IV: Nuevos datos en la detección de permafrost de montaña en el litoglaciario de Morenas Coloradas, Vallecitos, Mendoza, Argentina. *Resúmenes*, p. 19, Malargüe, Mendoza
- Trombotto, D., & Borzotta, E. 2009. Indicators of present global warming through changes in active layer-thickness, estimation of thermal diffusivity and geomorphological observations in the Morenas Coloradas rockglacier, Central Andes of Mendoza, Argentina. *Cold Regions Science and Technology*, 55(3), 321-330.
- Trombotto Liaudat, D., Lenzano, G. & Castro, M. 2012. *Inventory and monitoring of cryoforms and cryogenic processes in the Central Andes of Mendoza, Argentina: birth and extinction of a periglacial lake*. Tenth International Conference on Permafrost, Salekhard, Russia, The Northern Publisher, Vol.1: 419-424

- Trombotto Liaudat, D., Wainstein, P. & Arenson, L.U. 2014. *Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana / Terminological Guide of the South American Geocryology*. Vázquez Mazzini Editores, 127 páginas, Buenos Aires.
- Trombotto Liaudat D. & Bottegali E. 2017. *Behavior of the monitored Morenas Coloradas rock glacier in the new environmental system of global warming*. *Annals of Glaciology* (enviado).
- UNAVCO. 2002. UNAVCO GPS campaign Project Training Course Outline. Disponible: http://kb.unavco.org/kb/assets/660/UNAVCO_Campaign_GPS_GNSS_Handbook.pdf (Consultado 2016)
- Viale M. & Nuñez M., 2011. Climatology of Winter orographic precipitation over the Subtropical Central Andes and associated synoptic and regional characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, Pp. 481-507.
- Wayne, W. 1981. La evolución de glaciares de escombros y morenas en la cuenca del Río Blanco, Mendoza. VII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas, Vol. IV, p. 153-166. Buenos Aires.
- Wayne, W. J. 1984. The Quaternary Succession in the Río Blanco Basin, Cordon Del Plata, Mendoza Province, Argentina: An Application of Multiple Relative-Dating Techniques. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 7, 389-406.
- Wayne, W. J., & Corte, A. E. 1983. Multiple glaciations of the Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 42(1-2), 185-209.
- Wirz, V., Gruber, S., Purves, R. S., Beutel, J., Gärtner-Roer, I., Gubler, S., & Vieli, A. 2016. Short-term velocity variations at three rock glaciers and their relationship with meteorological conditions. *Earth Surface Dynamics*, 4(1), 103.
- Zhou, X., Zhou, J., Kinzelbach, W., & Stauffer, F. 2014. Simultaneous measurement of unfrozen water content and ice content in frozen soil using gamma ray attenuation and TDR. *Water Resources Research*, 50(12), 9630-9655.
- <http://www.ign.gob.ar/> Instituto Geográfico Nacional. (Consultado 2016)
- <http://slideplayer.com/slide/1508088/> Leica Geosystem. (Consultado 2016)

<http://www.sirgas.org/index.php?id=15> Sistema de Referencia Geocéntrico para Las Américas. (Consultado 2016)

9.1. Anexo I

Cortes petrográficos de las rocas que componen los lóbulos del glaciar de escombros Morenas Coloradas. Se describen las muestras a continuación.

Grupo I: Rocas N° 1 – 2 – 4 – 10 – 13 – 14 – 15 – 16.

Rocas de color rojo, fractura irregular, aspecto masivo, con fenocristales de cuarzo visibles (en general de 2 mm de diámetro)

Las rocas tienen aspecto de “ignimbritas muy soldadas” y en algunos casos se detectaron litoclastos de color negro verdoso con bordes definidos y angulosos con un tamaño máximo de 1 cm x 0,8 cm (roca 4)

Se hicieron cortes de las rocas N° 2, 4 y 14

Roca N° 2:

Roca volcánica de textura porfírica con pasta microgranosa con componentes feldespáticos alterados a arcillas rojizas. Fenocristales de:

- Cuarzo con tendencia euhedral, algunos con bordes engolfados
- Feldespatos alterados a arcillas, con opacos diminutos, carbonatos y cloritas verdes. Podrían haber sido FK.
- Plagioclasas alteradas a asociación de micas tipo caolinita
- No se registran máficos, ni frescos ni alterados

Los fenocristales de ambos feldespatos tienen bordes tipo “spongy”.

Composición compatible con riolita o dacita de campo 4 (*figura A1*).

Roca N°4:

Roca volcánica de textura porfírica con pasta microgranosa con componentes feldespáticos alterados a arcillas rojizas. Fenocristales de:

- Plagioclasa: euhedrales, alterados a arcillas más sericita
- Cuarzo con tendencia euhedral, bordes engolfados
- FK algunos euhedrales con macla de Carlsbad, y profusamente alterados a arcillas
- Ex - máficos: totalmente reemplazados por óxidos y minerales verdes (Cloritas + arcillas)

Composición compatible con riolita o dacita de campo 4 (*figura A2*).

Roca N° 14:

Roca que podría ser volcánica o una piroclástica muy soldada.

Textura porfírica aunque se distingue una disposición subparalela de los fenocristales. Pasta de textura microgranosa con algunos sectores de formas lensoidales con mayor desarrollo de tamaño de grano. No se ven máficos sino “cúmulos” de materiales de alteración compuestos por cloritas + arcillas + epidoto.

- Cuarzo, con bordes engolfados
- Feldespatos muy alterados a arcillas + sericita (a veces también con clorita y epidoto). Podrían ser F. alcalino de alta temperatura porque tienen una especie de desmezcla que se ve como maclada y podría ser una exsolución de albita. En los bordes hay texturas de tipo spongy.

Composición probable: riolita (*figura A3*)



Figura A1: Roca N° 2, riolita.



Figura A2: Roca N° 4, riolita.



Figura A3: Roca N° 14, riolita.

Grupo II: Rocas N° 3 – 6 – 7 – 8 – 12

Rocas de color beige dada por la matriz. En ella se distinguen abundantes litoclastos de bordes irregulares y colores grises a verdosos o negros, rojos, anaranjados e incluso marrón.

Se realizaron cortes de las rocas N° 3, 6 y 7.

Roca N° 3:

Roca con textura porfírica y pasta microgranosa en la que se distinguen cuarzo, feldespato y plagioclasa además de circones redondeados. Los fenocristales son de FK alterados a arcillas y con manchones de óxidos. Los fenos de plagioclasa están subordinados en proporción y se encuentran alterados. Los individuos de cuarzo muestran bordes engolfados. No se distinguen minerales máficos.

Composición probable: riolita (*figura A4*).

Roca N° 6:

Roca piroclástica con abundantes trizas vítreas reemplazadas por desvitrificación de tipo fibrosa a partir de los bordes externos de la misma. Se aprecia bajo grado de soldadura y matriz compuesta por polvo volcánico desvitrificado que le otorga textura felsítica y en sectores esferulítica. Los litoclastos presentes son de rocas volcánicas de tipo andesítico con abundante alteración, mayoritariamente a epidoto.

Los fenocristales propios de la roca son de plagioclasa alterada a sericita más arcillas más epidoto a veces. Se destaca la tendencia a la euhedralidad en los cristales de plagioclasa. Se observan asimismo escasos individuos de cuarzo y circones. Los minerales máficos se encuentran alterados a óxidos y reemplazados por una asociación de minerales verdes.

Composición compatible con toba lapillítica de composición dacítica (*figura A5*).

Roca N° 7:

Roca piroclástica (*figura A6*) con litoclastos (*tabla A1*) de rocas andesíticas y piroclásticas inmersos en una matriz vítrea en la que también se destacan trizas totalmente desvitrificadas y ahora con apariencia felsítica. Los fenocristales de FK y de plagioclasa se encuentran alterados a arcillas y sericita. Se observa muy escaso contenido de máficos, totalmente reemplazado por una asociación de óxidos opacos y arcillas verdes más clorita más epidoto.

No se distinguen fenocristales de cuarzo en la muestra de mano y los “litoclastos” anaranjados podrían ser FK o fragmentos de aplitas u otras riolitas. Los fragmentos de color verde amarillado son los más grandes y parecen ser de una roca de tipo diorítica alterada, rodeada de una “orla” de color beige (ver *figura A5*).

Dimensiones eje mayor(cm)	Dimensiones eje menor(cm)	Color
1.3	0.9	Marrón
1	0.5	Rojo anaranjado
1.5	1	Verde marronado
0.8	0.5	Verde marronado
4	1.2	Verde marronado

Tabla A1: Cuadro de contenido lítico.



Figura A4: Roca N° 3, riolita.



Figura A5: Roca N° 6, toba.

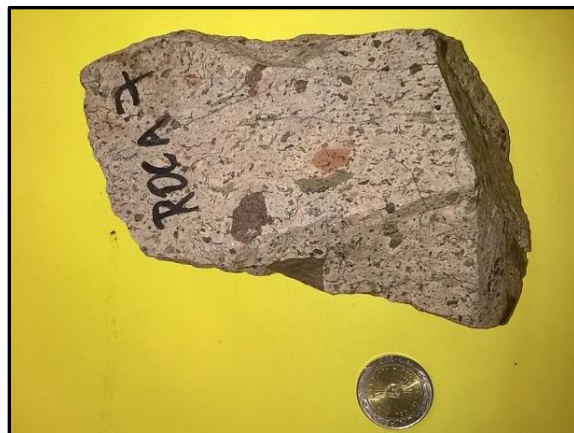


Figura A6: Roca N° 7, piroclastita.

Grupo III de rocas marrones: Rocas N° 5 – 17.

Roca N° 5:

Roca piroclástica con muy abundantes trizas vítreas.

Presenta bajo grado de soldadura y matriz compuesta por polvo volcánico fino. Se distinguen escasos litoclastos de rocas volcánicas ácidas y más escasos aún uno de tipo basáltico oxidado. Entre los componentes cristalinos se observan circones, minerales opacos y biotitas alteradas.

Composición compatible con toba de composición andesítica (*figura A7*).

Roca N° 17:

Roca con textura porfírica en la que se identifican glomérulos de fenocristales rodeados de una pasta de grano fino que se asemeja a una textura de tipo traquítica (diseño “plumoso”). Los glomérulos están formados por feldespatos tabulares (plagioclasa) con alteración sericítica. En otros casos comprende plagioclasa y máficos oxidados y reemplazados por cloritas más opacos. En otro caso se observó un fenocristal de probable plagioclasa totalmente reemplazada por una asociación de carbonatos más epidoto.

La muestra tiene una venilla de carbonato que la atraviesa

Composición probable: andesita (*figura A8*).



*Figura A7: Roca N° 5, toba de
composición andesítica.*



Figura A8: Roca N° 17, andesita.

9.2. Anexo II

La información a continuación fue provista tanto SIRGAS (Sistemas de Referencias Geocéntrico para Las Américas) como por el IGN (Instituto Geográfico Nacional de la República Argentina). Aquí se detallan las coordenadas y velocidades de las 6 estaciones base utilizadas en esta tesis: BRAZ; CSJ1; MZAC; MZAL; PARC; UNAS.

- La primera es la estación BRAZ situada en Brasilia, Brasil.

```
Station:      BRAZ 41606M001
Long name:    BRAZ00BRA
Location:     Brasilia, Brazil
Status:       available
Networks:     Igb08, RBMC, RIBaC
Agencies:     IBGE, INCRA
Installed on: 1995-03-03
In SIRGAS since: 1996-08-25
Logfile:      braz_20160930.log
Website:      http://igs.org/igsnetwork/network\_by\_site.php?site=braz
```

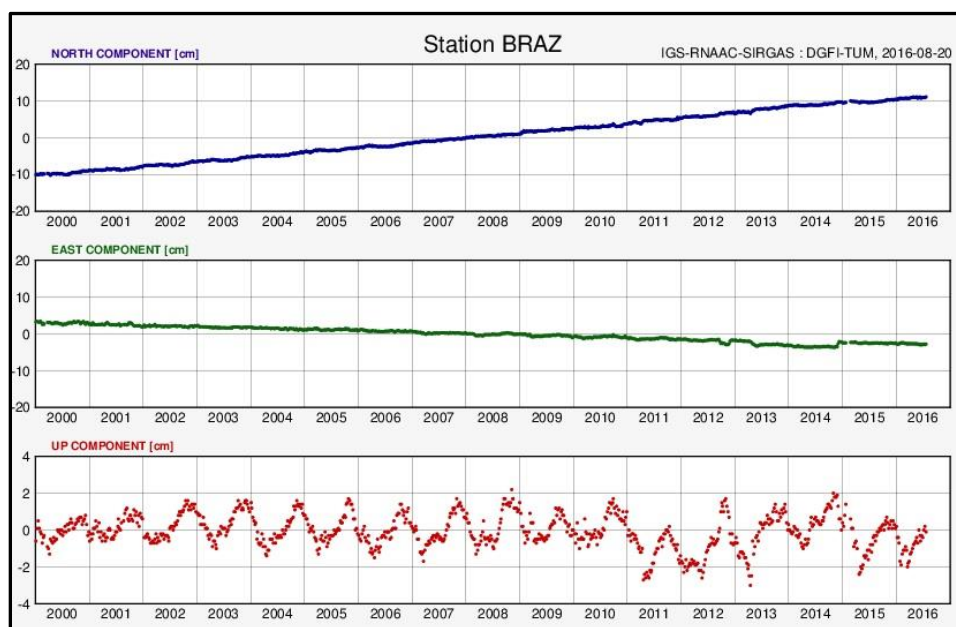
Coordinates and velocities:

```
Solution:     SIR15P01
Epoch:        2013.0
```

Geocentric values

```
X:            4115014.0684 ± 0.0016 m
Y:            -4550641.6123 ± 0.0018 m
Z:            -1741443.8535 ± 0.0009 m
```

```
Vx:           -0.0001 ± 0.0005 m/a
Vy:           -0.0126 ± 0.0005 m/a
Vz:           0.0124 ± 0.0002 m/a
```



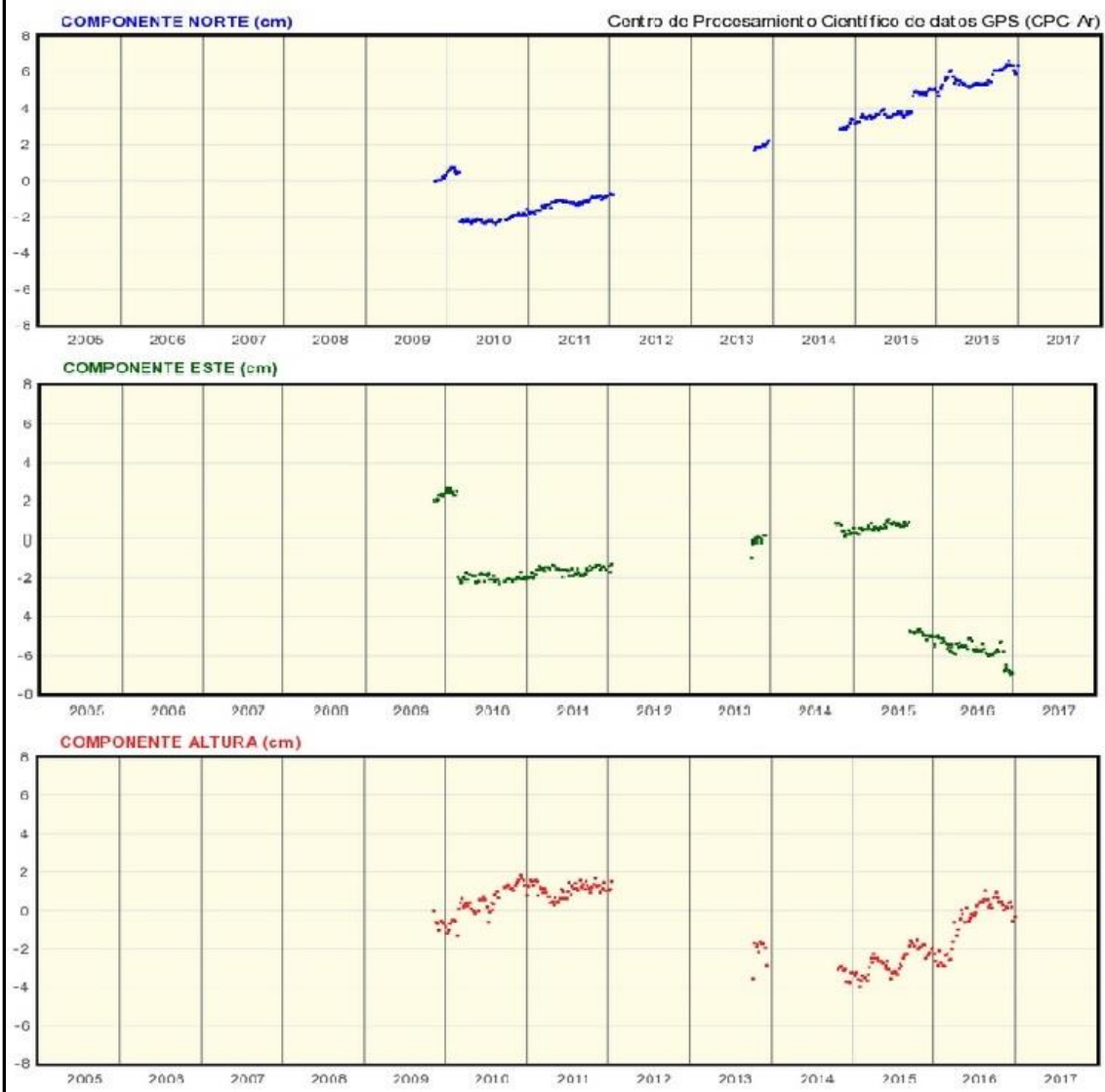
- La segunda es la estación CSJ1 situada en San Juan, Argentina.

Site Location Information	
City or Town	Sarmiento
State or Province	San Juan
Country	Argentina
Tectonic Plate	South America

COORDENADAS GEODÉSICAS	
Latitud:	-31° 58' 49.89489"
Longitud:	-68° 25' 38.07886"
Altura elipsoidal:	580.275 m
Cota:	-
COORDENADAS CARTESIANAS	
X:	1991255.530 m
Y:	-5036332.722 m
Z:	-3358907.325 m
RECEPTOR ACTIVO	
Modelo:	Trimble NetR9
Código IGS:	TRIMBLE NETR9
Número de serie:	5237K52325
Fecha de instalación:	26 de septiembre de 2013
Sistema de satélites:	GPS + GLONASS
Ángulo de máscara:	3°
Intervalos de registro [seg]:	1 - 5 - 15

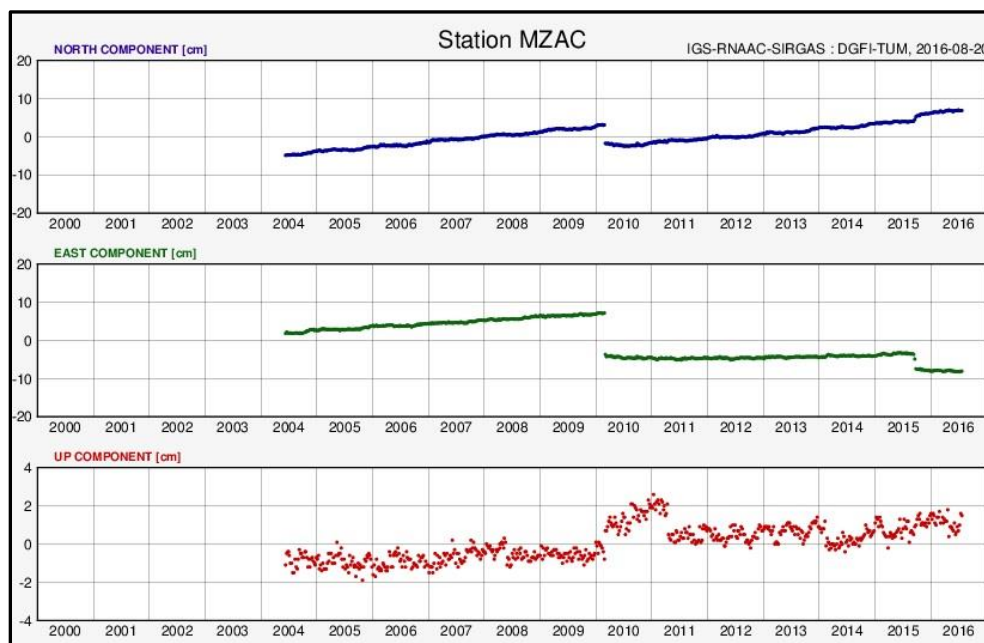
Estación CSJ1

Sarmiento, San Juan, Argentina



- La tercera estación es la MZAC situada en Mendoza, Argentina.

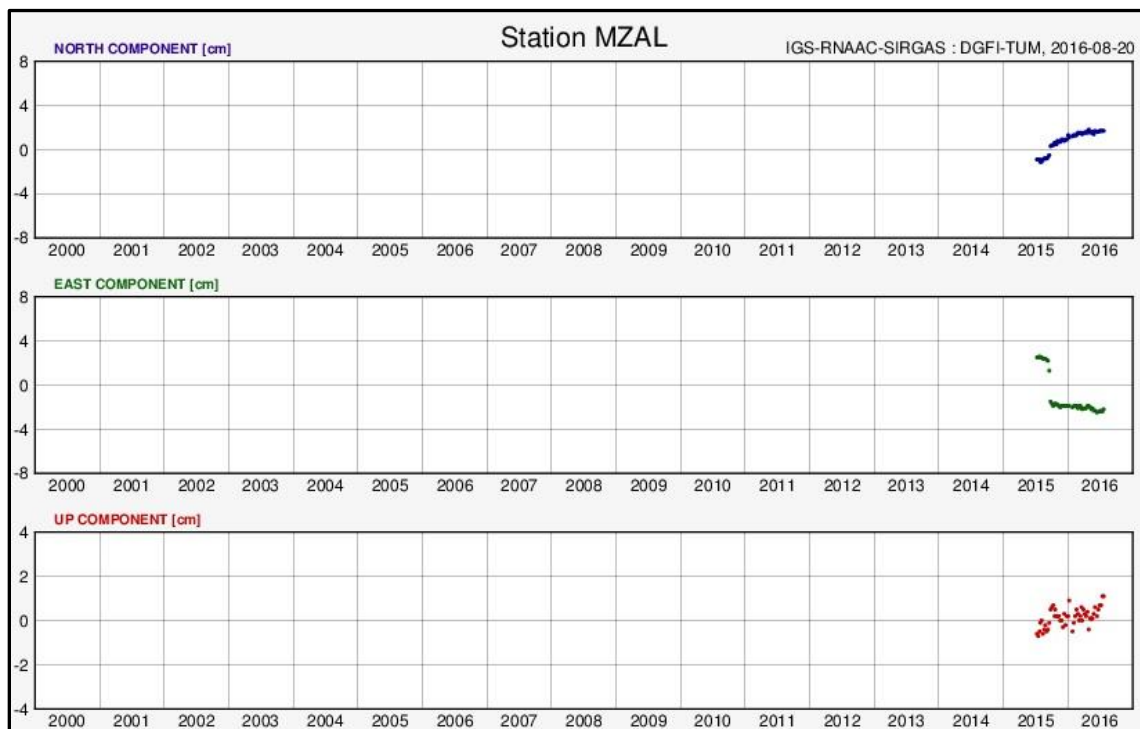
Station:	MZAC 41503M001
Long name:	MZAC00ARG
Location:	Mendoza, Argentina
Status:	available
Networks:	RAMSAC
Agencies:	IANIGLA-CONICET, IGN-AR
Installed on:	2004-06-10
In SIRGAS since:	2004-06-10
Logfile:	mzac_20160316.log
Website:	http://ign.gob.ar/NuestrasActividades/Geodesia/Ramsac
Coordinates and velocities:	
Solution:	SIR15P01
Epoch:	2013.0
Geocentric values	
X:	1932262.6287 ± 0.0011 m
Y:	-5001226.5928 ± 0.0024 m
Z:	-3444667.8203 ± 0.0017 m
Vx:	0.0031 ± 0.0003 m/a
Vy:	-0.0037 ± 0.0007 m/a
Vz:	0.0104 ± 0.0005 m/a
Ellipsoidal values	
Height:	859.8597 ± 0.0025 m
Latitude:	32° 53' 42.54900'' S ± 0.0004 m
Longitude:	291° 7' 27.93144'' ± 0.0019 m
V-North:	0.0015 ± 0.0005 m/a
V-East:	-0.0018 ± 0.0007 m/a
V-Up:	0.0112 ± 0.0001 m/a



- La cuarta estación utilizada es la MZAL situada en Mendoza, Argentina.

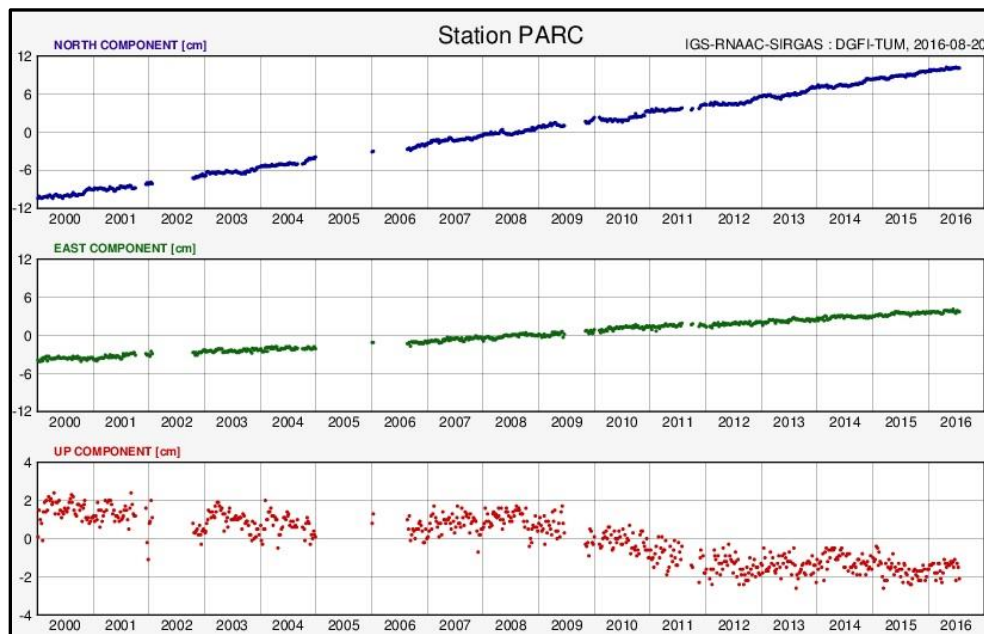
```
Station:      MZAL 41568M001
Long name:    MZAL00ARG
Location:     Lavalle, Argentina
Status:       unavailable
Networks:     RAMSAC
Agencies:     IGN-AR, DGC Mendoza
Installed on: 2013-04-30
In SIRGAS since: 2015-07-05
Logfile:      mzal_20130606.log
Website:      http://ign.gov.ar/NuestrasActividades/Geodesia/Ramsac
```

Velocities are not available for this station.
For weekly coordinates please click [here](#).



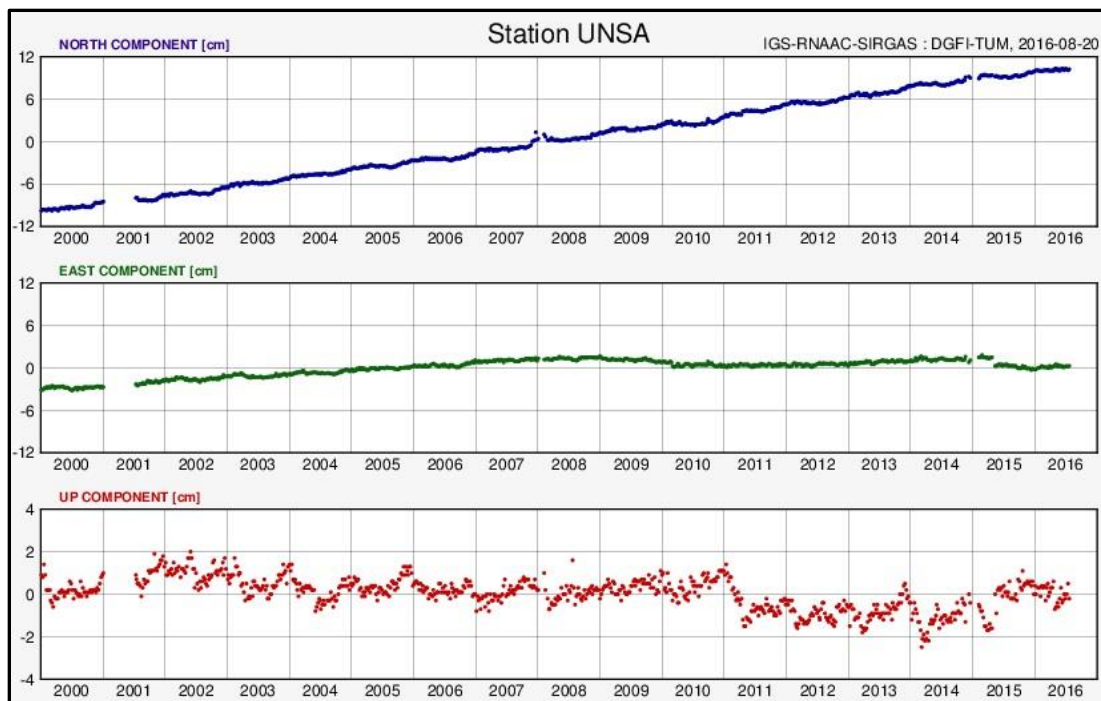
- La quinta estación utilizada es la PARC situada en Punta Arenas, Chile.

Station:	PARC 41716S001
Long name:	PARC00CHL
Location:	Punta Arenas, Chile
Status:	available
Networks:	IGb08
Agencies:	G2
Installed on:	1996-11-29
In SIRGAS since:	2001-06-02
Logfile:	parc_20150512.log
Website:	http://igs.org/igsnetwork/network_by_site.php?site=parc
Coordinates and velocities:	
Solution:	SIR15P01
Epoch:	2013.0
Geocentric values	
X:	1255992.5010 ± 0.0009 m
Y:	-3622975.1760 ± 0.0018 m
Z:	-5079719.1932 ± 0.0023 m
Vx:	0.0066 ± 0.0003 m/a
Vy:	-0.0083 ± 0.0005 m/a
Vz:	0.0074 ± 0.0007 m/a
Ellipsoidal values	
Height:	22.2707 ± 0.0027 m
Latitude:	53° 8' 13.03440'' S ± 0.0003 m
Longitude:	289° 7' 12.42624'' ± 0.0014 m
V-North:	0.0035 ± 0.0004 m/a
V-East:	0.0001 ± 0.0008 m/a
V-Up:	0.0124 ± 0.0001 m/a



- La sexta estación utilizada es la UNSA situada en Salta, Argentina.

Station:	UNSA 41514M001
Long name:	UNSA00ARG
Location:	Salta, Argentina
Status:	available
Networks:	IGS08, RAMSAC
Agencies:	GFZ
Installed on:	1995-01-26
In SIRGAS since:	2000-03-27
Logfile:	unsa_20161025.log
Website:	http://igs.org/igsnetwork/network_by_site.php?site=unsa
Coordinates and velocities:	
Solution:	SIR15P01
Epoch:	2013.0
Geocentric values	
X:	2412830.4520 ± 0.0010 m
Y:	-5271936.7575 ± 0.0018 m
Z:	-2652208.9412 ± 0.0011 m
Vx:	0.0032 ± 0.0001 m/a
Vy:	-0.0038 ± 0.0002 m/a
Vz:	0.0114 ± 0.0001 m/a
Ellipsoidal values	
Height:	1257.7892 ± 0.0001 m
Latitude:	24° 43' 38.84016'' S ± 0.0001 m
Longitude:	294° 35' 32.48412'' ± 0.0001 m
V-North:	0.0013 ± 0.0001 m/a
V-East:	-0.0005 ± 0.0001 m/a
V-Up:	0.0124 ± 0.0001 m/a



9.3. Anexo III

La ecuación que relaciona la resistencia con la temperatura es la siguiente (comentario escrito José Hernandez)

$$R = a * e^{[b/(c+T)]}$$

Donde R: resistencia en [kOhm], variable (se obtiene en el momento de medición); a: [kOhm], constante (resistencia del termistor a temperatura ambiente = 25°C); b: [°C], constante; c: [°C], constante (0°C escrita en unidades absolutas, es decir, expresada en Kelvins); y T: [°C], variable (la temperatura que se obtiene a través de la ecuación).

En el caso particular de Morenas Coloradas ajustaron los valores constantes con los termistores y se realizó un promedio de los parámetros obteniendo una ecuación estandarizada para la temperatura (T) en el glaciar.

$$T = [3835 / (\ln(R * 5.27 * e^{-6}))] - 273$$

Donde a= $5.27 * e^{-6}$; b=3835; c=273; R= resistencia del momento; T= temperatura.

9.4. Glosario de geocriología

(Guía Terminológica de la Geocriología Sudamericana de Trombotto, Wainstein y Arenson, 2014)

Ambiente Periglacial – Definición Andina: El Ambiente Periglacial es un ambiente frío y criogénico pero no glaciario, por arriba del límite superior del bosque si éste existe. El límite físico con el Ambiente Glaciario puede ser difuso, pero el límite con el ambiente no Periglacial está claramente marcado por los siguientes indicadores importantes:

- ocurrencia de Permafrost en profundidad, o Suelo congelado permanente.
- dominio del proceso de Congelamiento, con ciclos de Congelamiento y Descongelamiento que afectan a las rocas y a la parte superior del suelo; y
- presencia de Solifluxión/Gelifluxión y otros procesos criogénicos (crioclastía, selección, Crioturbación, etc.) que conducen a la denominada “geomorfología Periglacial”.

Capa Activa: Es la capa superficial del terreno que sufre ciclos anuales de *Congelamiento* y *Descongelamiento* en áreas con *Permafrost* subyacente. En áreas con *Permafrost Continuo*, la *Capa Activa* generalmente alcanza el tope del *Permafrost*; no generalmente así en zonas de *Permafrost Discontinuo*. La *Capa Activa* incluye la capa más superficial del *Permafrost* que sufre ciclos de *Congelamiento* y *Descongelamiento* debido a niveles de salinidad o concentraciones de arcilla, aun cuando ésta permanezca criótica.

Ciclo de Congelamiento y Descongelamiento: Es el *Congelamiento* de un material, seguido de su *Descongelamiento*. Mientras el primero se produce en la estación invernal, el segundo se produce durante la estación de verano.

Criometeorización: Es la desintegración mecánica del suelo o roca como resultado de la *Acción del Congelamiento* y *Descongelamiento*, presión del *Hielo* e hidratación.

Espesor de Capa Activa: Es el espesor de la capa superficial del terreno que está sujeta a ciclos de *Congelamiento* y *Descongelamiento* en áreas con *Permafrost* subyacente.

Geocriología: Es el estudio de los materiales terrestres a temperaturas bajo 0°C. Es la ciencia que estudia el ambiente y la ecología de las regiones frías, los procesos naturales, geológicos y físico- químicos que se relacionan con los ciclos de *Congelamiento* y *Descongelamiento*, con el *Permafrost* y la relación de éstos fenómenos con las actividades humanas.

Glaciar de Escombros: Es una masa de fragmentos o bloques de roca y material fino que yace en una pendiente y contiene *Hielo Intersticial* o partes con *Hielo Macizo* y presenta evidencias de movimiento pasado o presente. Se denominan *Glaciares* de escombros criogénicos aquellos formados por el material criogénico que viene de las canaletas de avalanchas nivodetríticas en donde se origina *Hielo* que perdura cubierto y en la matriz de los criosedimentos en un ambiente de tipo *Periglacial*. Son crioformas lobadas o con forma de lengua. Los *Glaciares* de escombros glaciogénicos, con forma de lengua o espatulados, en cambio, se encuentran donde estuvieron los *Glaciares* o en donde terminan sus lenguas actuales. Estos últimos suelen tener una zona de periglaciación, a partir de la cual till y/o criosedimentos reciben la influencia o la inyección del *Hielo* glaciarario. Son típicos, también en los Andes, glaciares de escombros complejos o combinados, es decir crioformas que presentan la génesis de los dos tipos mencionados. Los glaciares de escombros pueden ser una sola unidad o estructura, o componerse, en cambio, de varias partes o unidades, por lo cual se los denomina de multiunidad. En estos últimos es posible que unidades activas se combinen con otras no activas. La zona de alimentación suele denominarse raíz. Los glaciares de escombros pueden componerse de una o varias raíces, estos últimos se los denomina multiraíz. Se denominan glaciares de escombros coalescentes a aquellos en los cuales sus cuerpos se juntan uno al lado del otro.

Glaciar de Escombros Activo: El *Glaciar* de escombros es una mesoforma criogénica con *Permafrost de Montaña*, sobresaturada de *Hielo* que, si es activa, se mueve pendiente abajo por gravedad y por reptación y deformación del *Permafrost*. Una particularidad de los glaciares de escombros activos es que sus frentes o narices presenten pendientes mayores de 35° y muestren claramente el fenómeno de Selección Vertical. Las superficies de los glaciares de escombros activos no están vegetadas y muestran arrugas perpendiculares y paralelas al flujo de la críoforma, las primeras son llamadas arcos y las segundas crestas, ambas normalmente limitadas por depresiones o surcos.

Glaciar de Escombros Inactivo: Es un cuerpo de fragmentos de roca y material fino, en pendiente, que está congelado y contiene diferente tipos de *Hielo*. El *Glaciar de Escombros Inactivo* ha cesado de moverse y muestra evidencia de movimientos pasados pero no presentes. Mientras su frente presenta una pendiente menor de 30°, su superficie ya es caótica con depresiones y señales de colapsos. La inactividad es generalmente resultante de tendencias de calentamiento que han causado una disminución del *Contenido de Hielo* de suelo.

Glaciar de Escombros Relíctico o Fósil: Una masa de fragmentos de roca y material más fino, en una ladera, que muestra evidencias del último movimiento, pero que ya no contiene ningún *Hielo de Suelo o Subterráneo*. Su superficie ya se encuentra vegetada y sus frentes presentan ángulos menores de 20°.

Hielo Enterrado: Es el *Hielo* formado o depositado en la superficie del terreno y que más tarde fue cubierto por sedimentos. Comúnmente es *Hielo Glaciar* enterrado.

Permafrost: Es el suelo o roca, incluyendo hielo y materia orgánica que permanece a una temperatura de 0°C o menos, por lo menos dos años consecutivos. *Permafrost* es sinónimo de suelo perennemente criótico y es definido en base a su temperatura. No se encuentra

necesariamente congelado, ya que el *Punto de Congelamiento* del agua contenida puede estar deprimido en varios grados bajo 0°C o presentar un contenido mínimo de agua. Es así que, todo suelo perennemente congelado es *Permafrost*, pero no todo *Permafrost* esta perennemente congelado. *Permafrost* no debe ser considerado permanente, ya que cambios climáticos o de terrenos naturales o inducidos por el hombre pueden causar un aumento de la temperatura del suelo.

Suelo Estructurado: Es un término general, dado a cualquier terreno que muestra patrones morfológicos organizados y aproximadamente simétricos por fenómenos criogénicos. Están más desarrolladas en regiones donde existe o existió la *Acción del Congelamiento*.

Termokarst: Es el proceso por el cual se forman algunas geoformas típicas como resultado del *Descongelamiento* de *Permafrost Rico en Hielo* o el derretimiento de *Hielo Macizo*.

Tope de Permafrost: Es el límite superior del *Permafrost*.